Ч. М. ХАЛИФА-ЗАДЕ
А. М. МАГОМЕДОВ

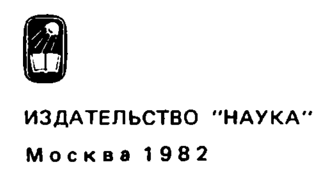
Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа

Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАГЕСТАНСКИЙ ФИЛИАЛ

Ч.М. ХАЛИФА-ЗАДЕ,
А.М. МАГОМЕДОВ

Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1982

УДК 551.762.2 (479)

Х а л и ф а - з а д е Ч.М., М а г о м е д о в А.М. **Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа.** — М.: Наука, 1982.

В книге на основе многолетних комплексных литолого-стратиграфических, минералого-петрографических, геохимических и фациально-палеогеографических исследований подробно изучаются строение, вещественный состав и условия образования различных генетических типов пород средней юры восточной части Большого Кавказа. Значительное место занимает фациальный и палеогеографический анализ условий образования отложений, составленный на основе большого фактического материала и специальных исследований авторов по целому комплексу вопросов (возрасту пород, климату, солености вод, гидродинамике, глубине бассейна и т.д.). Даются рекомендации по прогнозу и разведке полезных ископаемых, связанных со среднеюрскими отложениями.

Табл. 39. Ил. 37. Библиогр. 328 назв.

Ответственный редактор

член-корр. АН СССР
П.П. ТИМОФЕЕВ

Х $\frac{1904020000-305}{055(02)-82}$ 253-82, кн. 2.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среднеюрские отложения в пределах горных и низменных частей Дагестана и Азербайджана широко распространены. Они образуют сложно построенный осадочный комплекс, в котором локализованы различные полезные ископаемые (уголь, нефть, конкреционные сидеритовые и сульфидно-полиметаллические руды и др.). В настоящее время перспективная нефтегазоносность Прикаспийской низменности и потенциальная рудоносность южного и северного склонов Кавказа в основном связаны со среднеюрскими отложениями. Поэтому дальнейшая эффективность поисково-разведочных работ на среднеюрские отложения как в депрессионных, так и горных частях Азербайджана и Дагестана в значительной степени зависит от результатов всестороннего изучения их строения и условий образования.

Основные вопросы стратиграфии, тектоники, литологии, палеогеографии среднеюрских отложений различных районов Восточного и Юго-Восточного Кавказа освещены в работах В.В. Белоусова (1937, 1939), В.П. Ренгартена (1927, 1947), В.Е. Хаина (1949, 1950, 1953, 1957, 1963), Д.В. Голубятникова (1935, 1940), Д.В. Дробышева (1925, 1932, 1935, 1939), И.А. Конюхова (1956, 1958, 1959), А.Г. Алиева, В.П. Акаевой (1955, 1957), А.Г. Алиева, А.М. Магомедова (1963, 1972), А.Ш. Шихалибейли (1956), Н.В. Живаго (1956, 1958), Н.Н. Ростовцева (1940, 1948), Н.Б. Вассоевича (1937, 1940, 1951), К.М. Султанова и др. (1962, 1963, 1965, 1967, 1970), Н.В. Безносова (1958, 1960), В.П. Казаковой (1956, 1963), В.Т. Фролова (1959, 1965), Д.Д. Мазанова (1969), Агаева В.Б. (1966, 1970, 1980), А.Н. Шарданова (1957, 1962), А.М. Шурыгина (1961), В.Н. Шолпо (1964), Ч.М. Халифа-заде (1953, 1954, 1957, 1958, 1960, 1963, 1965, 1966, 1967, 1968, 1969, 1970), А.М. Магомедова, У.М. Темирбековой (1974, 1978). Тем не менее на данном этапе разработанности геологии среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа углубленное изучение их строения, генезиса и палеогеографических условий образования не потеряло по сей день своей актуальности.

Еще больший интерес представляют среднеюрские отложения Прикаспийской низменности, залегающие под мощным мезокайнозойским чехлом. Эти отложения в последние 10 лет пробурены рядом параметрических и глубоких разведочных скважин.

Детальный анализ строения и расшифровка условий образования среднеюрских отложений указанных районов могут быть успешно выполнены только на базе проведения стратиграфических, литологических и палеогеографических исследований в едином комплексе. Результатам комплексных стратиграфо-литологических работ посвящена данная монография.

В различных фациально-тектонических зонах Восточного и Юго-Восточного Кавказа Прикаспийской низменности были изучены 74 характерных типичных разреза общей мощностью 165 000 пог.м со сбором богатого

геологического материала. По полевым сборам было проведено большое количество различных петрографических, иммерсионных, химических, рентгенографических, спектральных, электронно-микроскопических, термических и других лабораторных исследований (всего было выполнено около 6000 анализов). Вследствие обработки большого разнообразного фактического, аналитического материала в течение длительного времени по единой комплексной методике были расшифрованы строение, генезис и условия образования среднеюрской толщи всей рассматриваемой территории.

Монография состоит из шести глав, иллюстрирована различными сводными схемами, картами и профилями, многочисленными стратиграфо-литологическими колонками и вариационными диаграммами химико-минералогического состава пород.

Ряд методических и теоретических построений осуществлен во многом под влиянием работ Н.М. Страхова. Были использованы также материалы по изучению фациальных и палеогеографических обстановок, аутигенных и глинистых минералов и конкреционных образований осадочных толщ, содержащиеся в работах А.В. Хабакова, Г.Ф. Крашенинникова, Н.Б. Вассоевича, П.П. Тимофеева, А.М. Макидонова, А.Г. Коссовской, И.В. Хворовой, М.А. Ратеева и Л.Н. Ботвинкиной.

Авторы искренне благодарны члену-корреспонденту АН СССР П.П. Тимофееву за научное редактирование книги и полезные советы.

Глава 1

КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Восточный и Юго-Восточный Кавказ площадью 60 000 км^2 в административном отношении входит в состав Дагестанской АССР и Северного Азербайджана (фиг. 1, см. вкл.).

Горный Дагестан и азербайджанская часть Большого Кавказа, где проводились полевые исследования, охватывают область, на северо-западе ограниченную верхним течением р. Аргун и на западе — истоками р. Андийское Койсу. С севера изучаемый регион граничит с низовьями рек Сулак и Терек, а на востоке — с берегом Каспийского моря. Юг и юго-запад исследуемой области расположены в пределах Алазано-Агричайской долины и на северном борту — Куринской впадины.

Горные и предгорные части рассматриваемой территории характеризуются сильно расчлененным рельефом, который в восточном и северо-восточном направлениях постепенно выполаживается. Далее, на востоке, возле берега Каспийского моря, эта область сочленяется с Прикаспийской низменностью, которая узко вытянута (ширина 8—20 км) в меридиональном направлении и резко расширяется в низовьях р. Сулак и Куба-Хачмасской зоны.

Восточный и Юго-Восточный Кавказ, являясь частью кавказского складчатого сооружения, включает в себя ряд крупных геологических элементов, отличающихся своеобразными чертами строения и геологического развития. Различия обнаруживаются прежде всего в морфологии форм рельефа и в крупных структурных элементах территории. Границы зон, выделенных по морфологическим, структурным, литолого-стратиграфическим признакам, зачастую совпадают, что подчеркивает зональное строение территории и взаимосвязь этих факторов.

В геологическом строении района принимают участие отложения от нижнелейасового до современных включительно. Как мезозойские, так и третичные отложения смяты в складки. Простирание складок имеет в основном общекавказское направление и наиболее постоянно выдерживается в областях развития юрских и частично нижнемеловых (южный склон) отложений. В полосе распространения меловых и палеогенно-неогеновых пород в простирании складок намечается отклонение от кавказского направления. В районе так называемого Дагестанского клина складки образуют выпуклую к северо-востоку дугу, при этом линейность складчатости нарушается и складки принимают расплывчатый облик. Интенсивность складчатости закономерно уменьшается от областей Главного хребта в северо-восточном и южном направлениях. В этих же направлениях на поверхность выступают все более молодые отложения, уменьшается степень метаморфизма пород, понижается гипсометрия рельефа.

Территория Восточного и Юго-Восточного Кавказа, по данным В.П. Рен-

гартена (1939 г.), Д.В. Дробышева (1939 г.), В.Е. Хаина (1950, 1951 гг.), И.О. Брода (1958 г.), В.Д. Голубятникова (1947 г.), А.Е. Криволуцского (1954 г.), Э.Ш. Шихалибейли (1956 г.) и других, разделяется на следующие структурно-геоморфологические области (пояса): Сланцевый Дагестан, Известняковый Дагестан, Третичный Дагестан и в пределах Северного Азербайджана – северный склон, южный склон и Кусаро-Дивичинский наложенный прогиб.

Внутренняя область Сланцевого Дагестана тяготеет к Боковому и Главному хребтам, которые сложены преимущественно средне-верхнелейасовыми породами (окварцованные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и сланцеватые аргиллиты, реже филлиты). Нижнеюрские отложения интенсивно смяты в изоклинальные, сжатые с боков, часто опрокинутые складки, осложненные многочисленными дизъюнктивными дислокациями. Большое распространение имеет кливаж. Мощность нижнеюрских отложений достигает 5–6 тыс. м. Выделение и прослеживание отдельных структурных элементов затруднено. Складки характеризуются незначительной площадью сводов и высоким положением шарниров. Средняя гипсометрия рельефа характеризуется в пределах 3–4 тыс. м.

Восточная часть Сланцевого Дагестана характеризуется широким распространением среднеюрских отложений, которые образуют систему антиклинальных и синклинальных складок, простирающихся в общекавказском направлении. Большинство опорных разрезов среднеюрских отложений нами засняты из этой области. В этой части Сланцевого Дагестана интенсивность тектоники заметно ослабевает. На больших расстояниях преобладают выдержанные структурные формы. Уменьшается степень метаморфизма пород и исчезает кливажное явление. Разрывные дислокации играют подчиненную роль. Мощность среднеюрских отложений достигает 1500–3000 м. Абсолютные высоты местности колеблются в пределах 1200–3000 м.

Основными структурными формами Сланцевого Дагестана являются антиклинорий Главного и Бокового хребтов и разделяющая их Бежитинская тектоническая депрессия. Далее на восток эти структурные элементы сменяют складки более низкого порядка – Сурфунъялский и Джуфидагский антиклинории, которые разобщены сравнительно узко вытянутым Колохским синклинорием, заполненным верхнеааленскими и нижнебайосскими отложениями. На далеком северо-восточном крыле антиклинория Бокового хребта слои юрских отложений, залегая относительно спокойно, образуют самостоятельный структурный элемент, который в литературе получил название "Среднеюрская моноклиналь". Основным структурным элементом Сланцевого Дагестана является Самурский антиклинорий, сложенный среднеюрскими и частично верхнетоарскими отложениями. В пределах данной структуры нами изучен ряд характерных разрезов среднеюрского комплекса (Курахчай, Кабир, Гетенкиль и Ходжакенд).

В Известняковом Дагестане большое развитие имеют карбонатные породы мальма, неокома и верхнего мела. Верхнеюрские слои литологически сложены известняками, доломитами, которые чередуются с пачками гипсов, ангидридов и терригенно-карбонатных пород. Эти отложения совместно с карбонатными породами неокома образуют в рельефе Известнякового Дагестана цепь обрывистых хребтов и отвесных скал. Во внутренних районах Известнякового Дагестана в ядрах наиболее приподнятых складок (Салатауская, Кудутульская, Кули-Мезрская, Кадарская и др.)

в результате глубокой эрозии вскрыты песчано-глинистые отложения средней юры (верхний аален—байос—бат). Карбонатные отложения неокома, представленные плотными и трудно разрушаемыми породами, обычно слагают сводовые и присводовые части антиклиналей и, как правило, создают положительные формы рельефа. Терригенные отложения верхнего баррема, апта и альба обычно слагают крылья антиклиналей и благодаря рыхлости пород способствуют образованию эрозионных депрессий в Известняковом Дагестане. Максимальные мощности нижнемеловых отложений во внутренних районах данной области достигают 800—1000 м. Верхнемеловые отложения, представленные повсеместно однотипными пелитоморфными известняками, пользуются в Известняковом Дагестане весьма широким распространением. Ими выполнены ядра и крыльевые участки большинства синклиналей, выраженных в рельефе острыми хребтами и высоко поднятыми платообразными массивами. В пределах Известнякового Дагестана мощность верхнемеловых отложений колеблется от 500 до 1300 м. Для Известнякового Дагестана характерна коробчатая форма складок с широким пологим сводом и крутыми крыльями. Крупными антиклинальными складками этого региона являются Варандинская, Салатауская, Кадарская, Кули-Мезрская, Араканская, Хунзахская, Арак-Мезрская и Гергебильская, которые часто осложнены вторичными дислокациями. Синклинали, как правило, построены более просто и легче трассируются при полевых наблюдениях. Наибольшей ширины область Известнякового Дагестана достигает в северо-западной части Дагестана, называемой Дагестанским клином, который представляет собой крупный поперечный к кавказскому направлению выступ, определяющий изменение простирания всех складок.

В пределах Третичного Дагестана в геоморфологическом отношении выделяются две самостоятельные орографические зоны: зона третичного предгорья и зона Прикаспийской низменности. Полоса третичного предгорья характеризуется серией параллельно вытянутых хребтов, возвышенностей и долин. Наиболее приподнятые вершины достигают 500—800 м. В геологическом строении зоны предгорья принимают участие преимущественно отложения среднего и верхнего миоцена (чокракские и караганские пласты), представленные чередованием глин и песчаников с подчиненными прослоями мергелей. Сарматские отложения сложены глинами, песчаниками, детритовыми известняками и мергелями. Меньшее распространение имеют плиоценовые образования акчагыла и апшерона, представленные глинами, известняками и галечниками. Верхнемеловые, палеогеновые и частично нижнемеловые отложения выходят на дневную поверхность в ядрах глубоко эрозионных антиклиналей — Балхас-Хунук, Губден, Эльдама и Кукурттау.

В области Третичного Дагестана фораминиферовые слои слагаются битуминозными сланцами и зеленовато-серыми мергелями. Майкопская свита состоит из темно-серых глин с включениями сульфидных и железокарбонатных конкреций. Преимущественно песчано-глинистый состав отложений обусловил сглаженные, выровненные формы рельефа. Исключение составляют скалистые уступы и хребты, образуемые средне- и верхнесарматскими известняками (хр. Сер-Догар, гора Таркитау и др.), реже песчаниками карагана и чокрака (Нарат-Тюбинский, Кумторкалинский хребты). Встречаются платообразные возвышенности, образованные почти горизонтально залегающими глинами, известняками, ракушняками акчагыла и галечниками, суглинками апшерона (Селлинское, Рукельское, Келекское плато). На северо-востоке зона предгорья грани-

чит с Прикаспийской низменностью — слабо наклонной в сторону моря равниной с абсолютными отметками от +50 до –29 м. На поверхности Прикаспийская низменность сложена породами плиоценового и четвертичного возрастов. На значительном протяжении низменности прослеживается несколько уступов, отвечающих распространению древнекаспийских террас.

Результаты структурного и глубокого бурений показали, что весь мезокайнозойский комплекс на всем протяжении низменности собран в две крупные антиклинальные зоны, названные В.Д. Голубятниковым (1932) Восточной и Западной антиклинальными зонами. Эти крупные положительные структуры разобщены между собой широкой корытообразной синклиналью. На осевых линиях обеих антиклинальных зон расположен ряд брахиантиклинальных поднятий, с которыми связаны залежи нефти и газа в Дагестане. Отличительной чертой строения передовых антиклинальных складок является дисгармония миоценовых, меловых (Брод, 1930, 1957; Несмеянов, 1959; Мусаев, 1960) и среднеюрских (Султанов, Самедов, Халифа-заде, 1963) структурных планов.

В целом все поднятия по мезозойским отложениям являются коробчатыми складками с пологим сводом и относительно крутыми асимметричными крыльями (Несмеянов, 1959). Миоценовый структурный этаж является более сложнопостроенным за счет развития в нем разрывных нарушений и явлений диапиризма в сводах локальных поднятий.

Северный склон Юго-Восточного Кавказа расположен в юго-восточной части исследованной территории. В геологическом строении этой области принимают участие песчано-сланцевые отложения средней юры, кремнисто-карбонатный и известняково-доломитовый комплексы мальма, неокома и карбонатный флиш верхнего мела. В орографическом отношении рассматриваемый участок имеет много общего со Сланцевым Дагестаном, характеризуется расчлененным рельефом в приводораздельной части Главного хребта и зоны Шахдага, резко понижающимся в северо-восточном направлении.

Основными орографическими элементами северного склона являются горы Тфан (3500 м), Бабадаг (3625 м), Хиналуг (2600 м) и Шагдаг-Кызылкаинский массив (4250 м), образующий самостоятельную геоморфологическую единицу. После промежуточной орографической области с абсолютными отметками местности 1000–1500 м рельеф в восточном направлении резко понижается, и на водоразделе Атачая и Гильгинчая составляет 400–500 м. В этом же направлении уменьшается степень метаморфизма пород и интенсивность дизъюнктивных дислокаций складчатости. Резкое понижение абсолютной отметки местности и погружение более древних среднеюрских пород в восточном направлении от долин рек Бабачай и Вельвеличай Э.Ш. Шихалибейли (1968) связывает с западно-каспийской флексурой, хорошо трассируемой по долинам рек Гирдыманчай, Джимичай и Вельвеличай. Северный склон состоит из следующих структурных элементов: Тфанский и Тенгинско-Бешбармакские антиклинории, между которыми простирается широкий Шахдагско-Хизинский синклинорий.

Для Шахдагской зоны характерно развитие верхнеюрских и меловых карбонатных отложений. В западной части синклинория карбонатная толща верхней юры представлена в Известняковом Дагестане лагунно-карбонатным комплексом (Алиев, Магомедов, 1972; и др.), а в восточной части верхняя юра и нижний мел носят флишевый характер. Тфанский антиклинорий целиком сложен песчано-сланцевой толщей средней юры,

породы которой сильно метаморфизованы, с развитием трещин кливажа. В зоне Тенгинско-Бешбармакского антиклинория среднеюрские отложения выходят на дневную поверхность лишь в сводах глубоко размытых складок. В данной структуре среднеюрская толща имеет слабый метаморфизм и представлена лишь ее верхней частью. Глинистую толщу с большим стратиграфическим несогласием перекрывает нижнемеловой карбонатный флиш.

Южный склон Главного Кавказского хребта представляет собой высоко- и среднегорную расчлененную область, резко снижающуюся в сторону Алазано-Агричайской долины. Эта зона резко изрезана поперечными ущельями и долинами рек, стекающих с Главного хребта на юго-запад. Ширина южного склона сравнительно невелика (20–35 км), на этом пространстве абсолютные отметки местами колеблются в пределах 500–3000 м. Основными водными артериями этого региона являются Мазымчай, Белоканчай, Катехчай, Мухахчай, Курмухчай, Калачай и Гамзаличай, Вандамчай, по долинам которых выполнен ряд пересечений и составлены опорные разрезы среднеюрских отложений.

Основными структурными элементами южного склона являются: антиклинорий Главного хребта (Центральное поднятие по Э.Ш. Шихалибейли), Закатало-Ковдагский синклинорий и Кахетино-Вандамский антиклинорий. Эти структурные элементы сложены линейными изоклинальными складками, зачастую опрокинутыми на юг. Складки простираются в общекавказском направлении, сильно осложнены дизъюнктивной дислокацией типа разрывов и надвигов. В геологическом строении южного склона принимают участие юрские и меловые отложения до палеогена включительно. Антиклинорий Главного хребта южного склона в основном сложен лейас-ааленскими отложениями, которые сильно метаморфизованы и интрудированы диабазовыми дайками. Глины превращены в аспидные сланцы, частично в филлиты. Песчаники окварцованы и пронизаны сетью аплитовых жилок. Закатало-Ковдагский синклинорий разделяет Центральный и Вандамский антиклинории и с севера ограничен Малкамудским, а с юга – Кайнарским надвигами (Шихалибейли, 1956). Синклинорий занимает центральную часть южного склона. В строении этой структуры принимают участие отложения доггера и карбонатный флиш мальма, неокома, собранные в многочисленные складки, осложненные разрывными дислокациями. Кахетино-Вандамский антиклинорий охватывает подножье южного склона и в наиболее полном объеме представлен между реками Шинчай и Калачай. По обе стороны от центральной части исследованной территории наблюдается общее погружение его оси. В строении этого структурного элемента южного склона принимают участие отложения от верхнего аалена до палеогена. Для стратиграфического разреза Кахетино-Вандамского антиклинория характерно наличие крупных перерывов в осадконакоплении, резкая фациальная изменчивость отложений и развитие вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в байосе и сеномане.

С юго-запада южный склон ограничен Алазано-Агричайским синклинорием, возникшим на верхнеплиоцен-антропогенном этапе формирования северного борта Куринской впадины. На юго-востоке южный склон граничит с Шемахино-Кобыстанским синклинорием, выполненным меловыми и мощными третичными отложениями, которые смяты в гребневидные и сундучные складки, осложненные диапировыми явлениями (Шихалибейли, 1968).

Кусаро-Дивичинский наложенный прогиб является составной частью

Предкавказского прогиба и занимает юго-восточную депрессионную часть исследуемого региона. Этот прогиб с запада сочленяется по Сиазанскому и Казма-Крызскому разрывам с Тенгинско-Бешбармакским антиклинорием северного склона, а с востока граничит с Каспийским прогибом. Кусаро-Дивичинский прогиб имеет небольшой наклон в сторону Каспийского моря и на поверхности сложен галечниковой толщей апшеронского и четвертичного возрастов. Его геологическое строение за последние 15 лет хорошо расшифровано благодаря глубокому бурению и региональным геофизическим работам. В геологическом строении Кусаро-Дивичинского прогиба принимают участие юрские, меловые, третичные и четвертичные отложения. Большие мощности и широкое распространение имеют верхнемеловые и четвертичные континентально-морские молассы. Основными структурными элементами прогиба являются восточные и западные антиклинальные зоны, состоящие из ряда локальных поднятий (Яламинская, Худатская, Хачмасская, Бориспольская), в которых среднеюрские отложения вскрыты глубокими скважинами в интервале абсолютных отметок от 2300 до 4200 м. Глубокое залегание среднеюрских отложений в азербайджанской части Прикаспийской низменности, видимо, связано с Самурским глубинным разломом, по которому южный блок опустился примерно на 2500 м (Султанов, Самедов, Халифа-заде, 1963). Кусарское погребенное поднятие определяет структуру центральной части прогиба. На своде этой структуры установлен большой статиграфический перерыв, где на глубине 2500 м верхнесарматские отложения трансгрессивно перекрывают толщу темно-серых сланцеватых аргиллитов средней юры. По мнению Ф.С. Ахмедбейли (1957), Кусарское погребенное поднятие является восточным окончанием Самурского антиклинория.

Строение южной и юго-восточной частей прогиба определяется Телаби-Кызылбурунской складчатой зоной, на которой детальными гравиметрическими работами установлен ряд локальных поднятий по меловым и среднеюрским отложениям (Цимильзон, 1959). Допускается, что в Телаби-Кызылбурунской складчатой зоне среднеюрские отложения залегают в глубинах 4000—6000 м (Султанов, Халифа-заде, Самедов, 1966).

Глава 2

МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНЫХ ПОЛЕВЫХ И ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа в стратиграфо-литологическом плане охватывает чрезвычайно широкий круг вопросов, которые могут быть разработаны на базе комплексных литолого-стратиграфических, минералого-петрографических, геохимических и, наконец, фациально-генетических и палеогеографических исследований.

ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для разработки основных вопросов литологии и палеогеографии среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа чрезвычайно важно наличие их "твердой" регионально-стратиграфической

схемы. При этом литостратоны регионально-статиграфической шкалы должны соответствовать сравнительно узкому геологическому интервалу и отражать переломные моменты в геологической истории в среднеюрскую эпоху. Однако существующие административно-территориальные барьеры и разобщенность выполняемых научно-исследовательскими и производственными учреждениями геологических работ бусловили разработку различных стратиграфических схем для отдельных крупных районов Восточного и Юго-Восточного Кавказа (Известняковый и Сланцевый Дагестан, северный и южный склоны Юго-Восточного Кавказа, Прикаспийская низменность).

Стратиграфией сложнопостроенного комплекса средней юры занимался ряд исследователей, которые расчленили его на большое количество местных свит и подразделений международной шкалы. Выделенные местные свиты обобщались в стратиграфических сводках Д.В. Дробышевым (1939), Н.Н. Ростовцевым (1940) по Южному Дагестану, В.Д. Голубятниковым (1940, 1947) по всему Дагестану, Н.Б. Вассоевичем (1940) и В.Е. Хаиным (1948, 1950) по Юго-Восточному Кавказу и Э.Ш. Шихалибейли (1956) по южному склону Большого Кавказа и зоне Шахдага. В свое время эти стратиграфические схемы сыграли большую роль в изучении геологического строения Дагестана и Азербайджана. Некоторые из них, в частности стратиграфическая схема Э.Ш. Шихалибейли, по сей день успешно применяются для дальнейшего изучения геологии южного склона Большого Кавказа. Однако каждая из этих схем является местной и может быть использована для изучения только одного района. Поэтому для изучения палеогеографических условий образования отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа в целом нам предстояло сначала разработать межрайонную региональную схему (см. вкл.), отсутствие которой тормозило выполнение поставленной задачи. При этом наша задача в значительной степени облегчалась тем, что под руководством Г.П.Леонова для юрских отложений Нагорного Дагестана за последние 20 лет была уже разработана региональная стратиграфическая схема. В частности, В.Т.Фролов (1959, 1965) в результате изучения естественных элементов разрезов, фациальной изменчивости и строения так называемой угленосной толщи юры и подстилающих ее отложений и параллелизации многочисленных местных свит выделил для Известнякового, Сланцевого Дагестана и Чечено-Ингушетии три регионально-стратиграфических подразделения: свита Ири, карахская и хивская свиты. Для байос-батских отложений того же района Н.В. Живаго и И.В. Безносова (1958) выделили кумухскую и цудахарскую свиты. В.Б. Агаев (1979) на основании новейших фаунистических данных и параллелизации местных свит в среднеюрских отложениях азербайджанской части Большого Кавказа установил кархунский, хиналугский и кейванский горизонты, имеющие соответственно ааленский, байосский и батский возрасты.

Таким образом, перед нами стояла задача на базе комплексного изучения опорных разрезов юры изучаемого района выделить такие естественные тела — регионально-стратиграфические подразделения (литостратоны), которые увязали бы региональную схему Горного Дагестана с местными стратиграфическими схемами Юго-Восточного Кавказа и южного склона.

В настоящее время в Прикаспийской низменности Дагестана и Азербайджана (складчатый борт Предкавказского прогиба) пробурено множество глубоких скважин и выявлены условия залегания юрских

отложений различными методами региональных геофизических работ. Предполагается, что объем буровых геологоразведочных работ в будущем расширится, ибо в Прикаспийской низменности среднеюрская толща остается потенциально нефтеносным объектом всего мезозойского комплекса. Между тем стратиграфическая схема юрских отложений Прикаспийской низменности, залегающих под мощным мезокайнозойским чехлом, слабо освещена в геологической литературе (Конюхов, Итенберг, 1955; Коршенбаум, 1968, 1969), и необходимо было расчленить разрезы глубоких скважин на естественные подразделения и увязать их с региональной схемой Восточного Кавказа.

В Дагестане батские отложения из-за редких находок головоногих в пограничных слоях и более широкого вертикального развития вида Parkinsonia parkinsoni Н.В. Живаго, Н.В. Безносовым выделяются вместе с верхнебайосскими отложениями*. В Азербайджане к батскому ярусу по аналогии с Дагестаном приравнивают алеврито-глинистую толщу (кейванская свита), венчающую среднеюрский сероцветный терригенный комплекс. Фактический материал противоречит этому, а именно: кейванская свита не содержит руководящих аммонитов батского яруса. Последняя и по другим признакам не коррелируется с фаунистически охарактеризованным батом Дагестана (карадагские слои Н.В. Безносова). В действительности кейванская свита сопоставляется с могохскими слоями Центрального Дагестана, которые могут быть рассмотрены как самостоятельный региональный литостратон средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа.

Песчано-алеврито-глинистый комплекс байоса, именуемый хиналугской свитой**, хорошо картируется на северном и южном склонах Большого Кавказа и по фаунистическим, литологическим и геохимическим данным хорошо коррелируется с отложениями кумухской свиты и хиндагских слоев вместе взятых. Поэтому их можно выделить как региональное литолого-стратиграфическое подразделение, отвечающее переломному этапу развития рассматриваемой территории.

В последней работе В.Н. Хаина и А.Н. Шарданова (1957) на основе литологических сопоставлений допускалось полное уничтожение отложений собственной хиналугской свиты денудациями мальма и неокома в зоне Тенгинско-Бешбармакского антиклинория. Такая трактовка нашла свое отражение даже в самых последних литологических (Мазанов, 1969) и региональных (Сулейманов, 1969) исследованиях Юго-Восточного Кавказа.

Новейшие литологические и палеонтологические материалы (сборы авторов, а также В.Б. Агаева и Г.М. Касимовой) показали, что в северо-восточном направлении от Главного хребта отложения хиналугской свиты имеют широкое распространение и подвержены резким фациальным изменениям. Авторами установлена также резкая фациальная изменчивость отложений хиналугской свиты на южном склоне по долинам рек Белоканчай, Калачай и Гамзаличай.

Перед нами стояли серьезные задачи в области литологии, требующие комплекса исследований, поскольку проблема условий образования тех или иных отложений выясняется преимущественно литологически-

---

* В последние годы появились работы, в которых проводится удачное расчленение этих отложений на байосские и батские на основе изучения микрофауны (Магомедов, Темирбекова, 1978).

** Вместе с подстилающей ее джиминской свитой.

ми методами исследований. Большой объем литологических работ, кроме того, обусловлен и тем, что предыдущие литологические исследования были малочисленными и зачастую односторонними. В этих работах изучались главным образом песчано-алевритовые породы — их текстура, структура, минералогический состав, терригенно-минералогические провинции и продукты постседиментационных изменений. В меньшей степени исследовались глинистые породы и заключенные в них различные карбонатные и сульфидные конкреции. Недостаточно освещены также основные черты геохимии среднеюрских толщ Восточного и Юго-Восточного Кавказа.

По части литологии песчано-алевролитовых пород мы поставили перед собой следующие задачи: а) обобщить весь имеющийся минерало-петрографический материал, раскрывающий условия седиментации терригенных осадков и их генезис; б) провести большой объем дополнительных исследований с целью изучения обломков различных пород, являющихся фрагментами древней суши; в) уточнить основные черты терригенно-минералогических провинций, связанных с размывом Предкавказской платформы и Куринской плиты.

Имеющийся в литературе фактический материал по минералогическому составу аргиллитов и глинистых сланцев юры Дагестана и Азербайджана (Носов, Лазарева, 1961; Бровков, 1960; Халифа-заде, 1954, 1957, 1958, 1959; Конышева, 1967) не позволяет наметить основные черты распределения глинистых минералов в региональных стратиграфических подразделениях. Необходимо было для генетических построений на базе рентгено-дифрактометрического анализа с применением органических реагентов и термической обработки тонких фракций аргиллитов дать количественную оценку глинистым минералам, выяснить схему их распределения для ааленского и байосского этапов развития, установить фациальные профили глинистых минералов и политипы гидрослюд и хлоритов и их соотношения по регионально-стратиграфическим подразделениям и фациям.

В последнее время ряд интересных работ по изучению связи состава и морфологических форм конкреций с фацией среднеюрских отложений выполнены Ф.Т. Фроловым (1957), Г.Н. Бровковым (1958) и Халифа-заде (1963, 1967 и др.). Хотя конкреционные включения являются продуктами диагенеза, в них заключены существенные черты седиментогенеза (Страхов, 1956, 1960). Поэтому необходимо было изучить распределение абсолютных масс конкреций для всех толщ и слоев опорных разрезов, т.е. составить кривую изменения конкрециеносности, которая может быть рассмотрена как колебание объема (емкости) диагенетического минералообразования. Необходимо было выяснить распределение растворимых форм Ca, Mg, Fe и Mn в конкрециях и аргиллитах и эволюцию химико-минералогического состава конкреционных образований, а также изменение отношения Ca/Mg и Ca/Fe в конкрециях среднеюрской эпохи Восточного и Юго-Восточного Кавказа. Эти данные могут послужить основой для корреляции сходных толщ и расшифровать геохимические и палеогеографические условия их образования.

Особенно большой объем работы был выполнен по фациально-генетическому анализу среднеюрских отложений. Выделение по генетическим признакам пород и пачек фациальных комплексов является стержневым пунктом для решения вопроса условий образования осадков. В этом аспекте среднеюрские отложения Восточного и Юго-Восточ-

ного Кавказа изучены недостаточно, за исключением работы В.Т. Фролова (1965), в которой проведен генетический анализ угленосных и смежных с ними отложений. По байос-батским отложениям Дагестана (Конюхов, 1958, 1959; Живаго, 1958) и среднеюрским отложениям северного и южного склонов Большого Кавказа (Шихалибейли, 1956; Алиев, Акаева, 1957; Мазанов, 1969) был изучен характер смены одновозрастных отложений на площади. По этим работам составлены либо карты литофаций, либо карты изменения песчанистости или глинистости отложений по площади бассейна седиментации. Конечно, такая методика фациального анализа отложений еще не дает полной возможности раскрыть генетический смысл и условия образования отложений. Поэтому перед нами стояла задача по материалам опорных разрезов как в полевых, так и в лабораторных условиях выявить генетические признаки пород, толщ и слоев (структура и текстура пород, вещественный состав, минеральные включения, органические остатки, геохимические показатели и т.д.), выделить фациальные комплексы и по ним восстановить обстановку осадконакопления.

Некоторые вопросы палеогеографических условий юрских отложений Дагестана и Северного Азербайджана освещены в работах В.В. Белоусова (1937), В.Е. Хаина (1950, 1951), Н.И. Ростовцева (1948), И.А. Конюхова (1955, 1958, 1959), А.А. Сорского (1956, 1963), Н.В. Живаго (1958), Т.В. Фролова (1965), А.Г. Алиева, В.П. Акаевой (1957), Э.Ш. Шихалибейли (1956), А.М. Шурыгина (1961), В.И. Шолпо (1964) и др.

Вопросы палеогеографии среднеюрских отложений в работах указанных авторов рассматриваются с различной детальностью в основном по двум методическим построениям. Так, например, тектонисты осветили некоторые черты палеогеографии среднеюрского комплекса Кавказа (геотектонические элементы и тектонический режим бассейна седиментации, фациальная изменчивость по площади, основные и внутренние области размыва и т.д.) по результатам составления карт литофаций и мощностей отделов и ярусов. В работах литологов по результатам изучения терригенных минералов и их типоморфных особенностей и по изменению литологического состава отложений на площади выяснены некоторые черты палеогеографии среднеюрских бассейнов (источник сноса, состав питавших провинций, глубина и климат бассейна и др.).

Если обобщить выводы тектонистов и литологов, то можно получить более совершенную картину палеогеографических условий образования рассматриваемых отложений. Однако оно ("совершенство") далеко недостаточно для раскрытия генезиса и полной картины условий образования рассматриваемых отложений. В частности, такие вопросы палеогеографии среднеюрских бассейнов Восточного и Юго-Восточного Кавказа, как основные фациально-генетические зоны бассейна седиментации, гидродинамика, глубина, газовые, температурные и солевые режимы, климат и возраст пород областей денудации, требуют своего разрешения и дальнейшего уточнения.

Некоторые вышеуказанные вопросы палеогеографии могут быть решены в результате непосредственного использования данных радиоактивных и изотопных методов определения абсолютного возраста пород и палеотемпературы и, наконец, путем изучения геохимических показателей палеосолености (содержание Cl' и B' в глинистых породах).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Перед нами стояла задача выполнить стратиграфо-литологические, собственно литологические и палеогеографические работы с точки зрения выяснения условий образования отложений. Поэтому каждый из комплекса методов исследований, несмотря на тесные переплетения друг с другом, имеет свою специфическую особенность и, естественно, подлежит самостоятельному рассмотрению.

Литолого-стратиграфические исследования

В настоящее время любая стратиграфическая работа, тем более работа по региональной стратиграфии, не может обходиться без ряда литологических исследований. В частности, для разработки региональной схемы стратиграфии необходимо знать естественные элементы разрезов и отложений – литологические типы пород и их сочетания (парагенезис), изменения и различия на площади.

Большое значение литологических исследований в стратиграфии подчеркивается и американскими геологами (Крумбеин, Слосс, 1961; Данбар, Роджерс, 1962). Стратиграфические схемы различных районов Северной Америки не случайно построены по литологическим признакам отложений. Основную единицу американской стратиграфической шкалы составляет формация, которая в советской региональной шкале соответствует свите (Стратиграфическая номенклатура и классификация, 1965 г.). Она выделяется сугубо по литологическим признакам отложений ведущих пород, которые обладают общими признаками условий образования. Стратиграфические границы формации не обязательно должны быть адекватными (Данбар и Роджерс, 1962).

В Советском Союзе идея выделять регионально-стратиграфические единицы отложений по литологическим признакам широко пропагандируется Г.П. Леоновым (1953, 1955, 1956, 1957), который на примере юрских отложений Северного Кавказа и палеогена Русской платформы наглядно проиллюстрировал гибкость и практичность литостратонов в проведении крупномасштабной съемки и изучении геологического развития региона. Авторы настоящей работы также являются активными сторонниками литостратиграфического направления в стратиграфии (Халифа-заде, 1962, 1965, 1966, 1969; Алиев, Магомедов, 1972).

Литолого-стратиграфические исследования в совокупности с стратиграфическими и литологическими работами состоят из трех этапов, разработка которых осуществляется в основном в полевых условиях.

При изучении среднеюрских отложений первый этап заключается в описании характерных разрезов по долинам рек, прорезающих складчатость вкрест простирания. На этом этапе основное внимание уделялось изучению литологических типов пород и их парагенезису, чередованию последних по опорным разрезам, а также выделению их естественных элементов – пачек, слоев и толщ. При изучении и расчленении разрезов глубоких скважин задача в значительной степени осложнялась из-за отсутствия сплошного отбора керна из соответствующих интервалов и неполноты информации о литологическом составе пройденных отложений. Этот пробел по мере возможности был выполнен путем сочетания изучения данных кернового материала с распределением физических полей по соответствующим интервалам буровых скважин. При этом были использованы также такие данные, как результаты фациально-

палеогеографической экстраполяции поведения литостратонов среднеюрских отложений в области их глубокого залегания. Таким образом, дополняя керновый материал данными промысловой геофизики и фациально-палеогеографической экстраполяции, мы получили сравнительно полную картину о литологическом составе разрезов разведочных скважин.

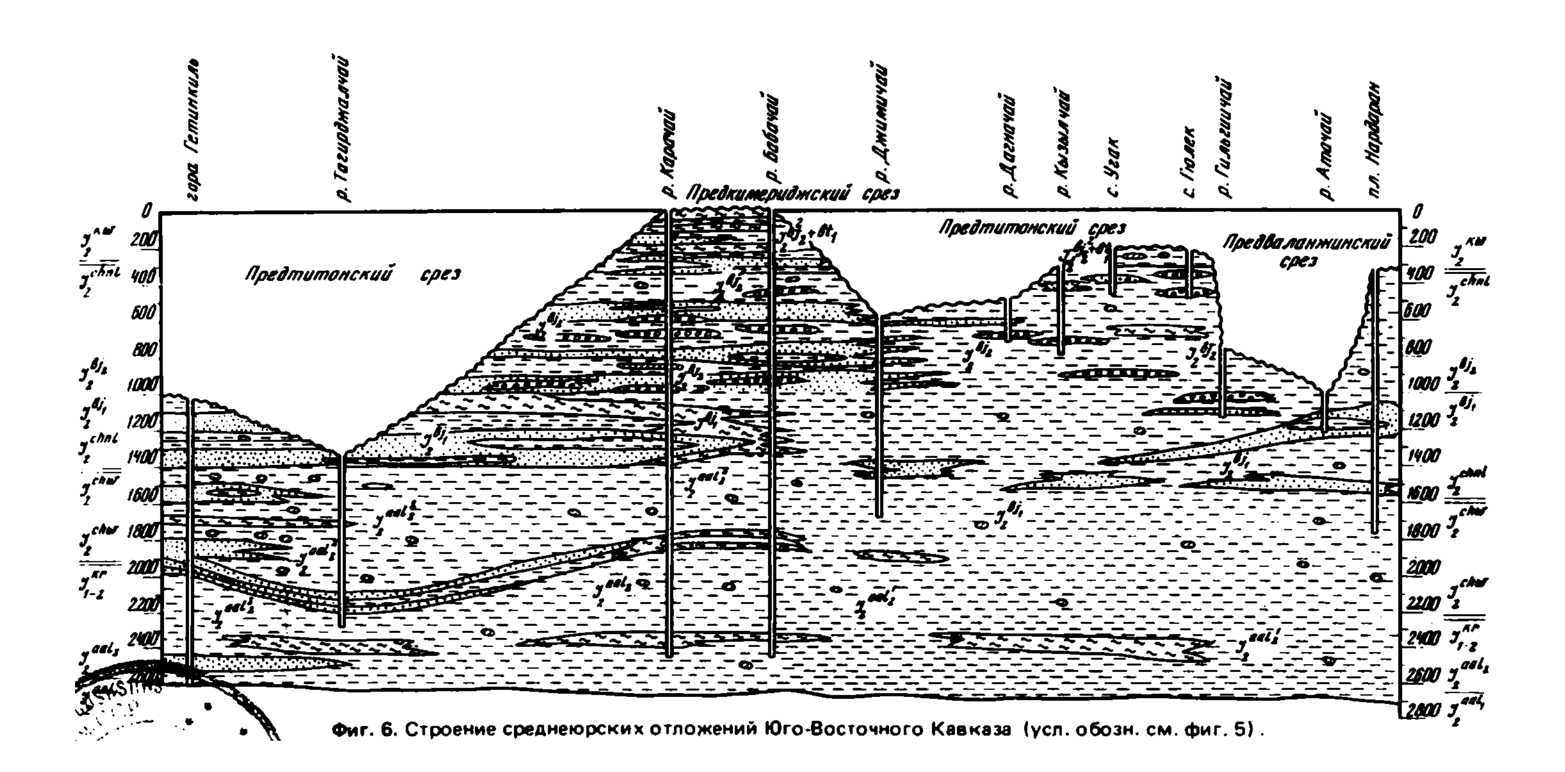
По этой методике по обнажениям Нагорного Дагестана, Северного Азербайджана и частично северо-западной части Чечено-Ингушской АССР заснят 41 опорный разрез и составлены 15 разрезов из разведочных площадей Прикаспийской низменности (см. фиг. 1).

Второй этап может быть назван корреляционным, когда естественные элементы разрезов между собой сопоставлялись по устойчивым признакам и критериям. Прежде всего опорные разрезы сопоставлялись по выдержанным литологическим признакам: конкрециеносность пачек и слоев; морфологическая форма и химико-минералогический состав конкреционных и других минеральных включений, линзы и прослои конкреционных конгломератов, криноидных известняков; различные типы текстур песчано-алевролитовых пород, акцессорные минералы и их типоморфные особенности, распределение глинистых минералов и их соотношение в разрезах, угленосность, сидеритоносность, геохимические коррелятивы и т.д. Кроме того, разрезы и выделенные толщи увязывались между собой по их выдержанным литологическим элементам и маркирующим горизонтам путем прослеживания по долинам рек, через их водоразделы. При этом четко выяснялись степень выдержанности маркирующих горизонтов и границы толщ и слоев и их сочетания. Удалось установить место и направление фациальной изменчивости выделенных региональных подразделений.

Стратиграфические исследования на корреляционном этапе позволили нам составить схему сопоставления опорных разрезов (фиг. 3, 4, см. вкл.) с выделением региональных стратиграфических подразделений различного ранга и категорий — свита, подсвита и слои. Более крупная регионально-стратиграфическая единица — свита — выделяется и прослеживается на всей территории Восточного и Юго-Восточного Кавказа. Изучение соотношений региональных подразделений и их элементов с выяснением фациальной выдержанности раскрывает нам строение отложений, которое наглядно изображено на двух схемах (фиг. 5, см. вкл., 6).

Заключительный этап стратиграфической работы может быть назван расчленением отложений, когда после использования возможных способов корреляции и составления схемы сопоставлений и выяснения строения отложений в среднеюрских отложениях Восточного и Юго-Восточного Кавказа были выделены пять региональных литолого-стратиграфических подразделений: карахская, хивская, хиналугская, кейванская и карадагская свиты. Эти подразделения соответствуют переломным этапам развития среднеюрской истории изучаемого региона, характеризуются общими чертами литологического состава, фациальной зональностью, составом заключенных в них окаменелостей и резким изменением литологического состава на границах свит.

Стратиграфическое положение и адекватность границ выделенных литостратонов определялись с помощью аммонитовой фауны, которая в последующем помогла нам определить в опорных разрезах объемы и границы подразделений международной шкалы различного ранга и категорий (отделы, ярусы, подъярусы, а кое-где и зоны) и их взаимоотношение с подразделениями региональной шкалы. В свою очередь, остатки



Фиг. 6. Строение среднеюрских отложений Юго-Восточного Кавказа (усл. обозн. см. фиг. 5).

головоногих при такой "твердой" схеме расчленения дали нам возможность уверенно привязать литостратоны к международной шкале. В двух из выделенных литостратонов, а именно в карахской и хиналугской свитах, нам удалось установить их более дробные стратиграфические подразделения, которые прослеживаются на значительно меньшей территории. К ним относятся, например, нижнекарахская, среднекарахская и верхнекарахская подсвиты, которые отчетливо выделяются лишь в восточной части Сланцевого Дагестана, а нижнехиналугская и верхнехиналугская подсвиты прослеживаются на сравнительно большой площади.

В наших предыдущих работах выделенным литостратонам в зависимости от их строения, характера смены фаций и таксонов, палеогеографических, минералогических, геохимических признаков мы придавали геотектонический смысл. Если время образования данного литостратона происходило в относительно спокойном геотектоническом режиме, то его называли трансгрессивным. В случае напряженного геотектонического режима литостратоны именовали регрессивными. В зависимости от смены геотектонического режима снизу вверх литостратоны были пронумерованы численными индексами (Султанов, Халифа-заде, 1962, 1963). Выделенные региональные подразделения раньше мы называли трансгрессивными, регрессивными осадочными циклами. Однако термин "цикл" в номенклатуре региональной стратиграфии вызвал много замечаний. Поэтому в дальнейшем он был заменен термином "осадочные серии" (Халифа-заде, 1965). Тем не менее и термин "серия" не нашел поддержки среди стратиграфов, ибо в номенклатуре региональной стратиграфии в понятие "серия" вкладывался иной смысл. Впоследствии мы убедились, что трансгрессивный и регрессивный характер отложений не всегда удается отчетливо и убедительно распознать во всех опорных разрезах. Поэтому в дальнейшем сочли целесообразным литостратоны называть старыми названиями тех местных свит, которые в некоторых районах имеют стратотипический разрез и которые твердо укоренились в схемах, отчетах и монографиях местных геологов (приоритет старой терминологии). Однако в наших схемах старая терминология местных свит обрела новое содержание.

Наш палеонтологический материал был обработан сначала Г.Я. Крымгольцем*, а затем В.Б. Агаевым при консультации В.П. Казаковой и Г.Я. Крымгольца. Кроме того, при расчленении и корреляции изученных разрезов широко были использованы опубликованные данные В.Д. Дробышева, Н.Н. Ростовцева, В.Д. Голубятникова, Г.Я. Крымгольца, Д.С. Халтурина, Н.В. Безносова, Н.В. Живаго, В.П. Казаковой, В.Т. Фролова, В.Е. Хаина, А.Н. Шарданова, Н.Б. Вассоевича, М.М. Мацкевича, И.Ф. Крымова, Т.А. Москаленко, Е.А. Гофмана, Г.М. Касимовой, Н.М. Касимовой, В.Б. Агаева, А.М. Магомедова, У.Т. Темирбековой и др. по аммонитам, пелециподам и фораминиферам средней юры изучаемой территории.

Стратиграфический материал для нагорной и низменной частей территории рассматривается раздельно в следующей последовательности: описание и расчленение опорных разрезов, корреляция и сопоставление выделенных единиц и, наконец, расчленение отложений региона, характеристика и возраст региональных подразделений.

---

*Материал Г.Я. Крымгольцу был любезно передан Т.А. Москаленко.

Литологические и палеогеографические исследования

После построения региональной стратиграфической схемы средней юры и выяснения ее строения и фациальной изменчивости, что является необходимой основой для постановки разнообразных литологических работ, следует основной цикл программы исследований — литолого-петрографическое, минералогическое, фациально-генетическое изучение отложений. Литологические исследования по характеру, месту и методам проведения подразделялись на полевые и лабораторные работы, которые выполнялись под углом зрения выяснения фациальной принадлежности пород и проведения литолого-генетического анализа отложений. В связи с этим следует остановиться на нашем понимании фации и методики генетического и палеогеографического изучения отложений.

Как известно, в настоящее время среди литологов еще нет единого мнения как о понятии фации, так и о методике ее изучения. Поэтому, естественно, составленные фациальные и фациально-палеогеографические карты при одном и том же масштабе отличаются различной детальностью и достоверностью расшифровки условий образования отложений тех или иных стратиграфических подразделений. Сущность понятий "фация" и "фациальный анализ" достаточно обстоятельно рассмотрена в работах таких ведущих литологов СССР, как Ю.А. Жемчужников (1948), Н.Б. Вассоевич (1948), Д.В. Наливкин (1955), Е.В. Шанцер (1948), В.П. Маркевич (1948), Г.Ф. Крашенинников (1960, 1961, 1968, 1971), В.П. Попов (1963), Г.И. Теодорович (1952, 1968) и, наконец, в обобщающих статьях Т.В. Фролова (1968) и др. В работах этих авторов в понятие "фация" вкладываются три разных значения:

во-первых, подразумевается изменение одновозрастных отложений по площади, т.е. разрабатывается понимание фации в относительном и сравнительном аспектах. По этому принципу составлены карты литофаций для большинства нефтеносных отложений Кавказа и Средней Азии;

во-вторых, имеются в виду вещественный состав и физико-географические условия образования одновозрастных отложений. Так, например, фация прибрежная, мелководная, пелагическая, озерная и т.д.;

в-третьих, трактуется способ образования или генетический комплекс отложений без учета их возрастных и стратиграфических особенностей, определяемый также по генетическим признакам пород; как, например, аллювиальные, болотные, озерные, морские генетические комплексы.

Не останавливаясь на критическом разборе многочисленных точек зрения исследователей на фацию, заметим, что под этим термином в данной работе подразумеваются вещественный состав и физико-географические условия образования одновозрастных ископаемых отложений, восстанавливаемые на основе совокупности структурных, текстурных, минералого-петрографических, геохимических, палеонтологических и физико-химических признаков пород и слоев. Отсюда ясно, что условия образования отложений представляют собой весьма сложное явление с многими переменными, определение которых требует комплексного подхода и знания смежных отраслей геологической науки.

Если фация выделяется по разрезам осадочных толщ, скажем, по литологическому составу пачек и слоев либо по заключенным в них остаткам ископаемых фауны и флоры и т.д., значит, задача выяснения условий образования осадков решается лишь частично, а сам метод фациального анализа в таком случае проводится схематично. Только в результате

изучения в совокупности всех генетических признаков пород и толщ и квалифицированной их интерпретации можно с некоторой достоверностью выделить фации как геологическое тело в разрезах изучаемых ископаемых отложений.

Фациальный анализ проводился нами по методике Ю.А. Жемчужникова, В.С. Яблокова, П.П. Тимофеева, Л.Н. Ботвинкиной (1956, 1962) на основе изучения генетических признаков пород и пачек. При этом генетические признаки пород разделялись на две категории: литолого-палеонтологические и минералого-геохимические.

Литолого-палеонтологические признаки следующие:

а) строение пород — структура (состав, сортировка и окатанность слагающих породу зерен), состав и характер цементирующей массы, макро- и микротекстура (тип слоистости, толщина слоев и серий, характер распределения обломочного материала в косых сериях и т.д.);

б) растительные остатки — размер, степень сохранности и характер распределения их в породе; микроскопическая характеристика растительного материала (растительный детрит, растительный шлам и их соотношение в породе); компонентный состав (фюзенизированные, гелефицированные и бурые компоненты);

в) остатки фауны — биоценоз, танатоценоз; зарывающие, прикрепляющие и плавающие формы; особенно наличие стеногалинных, стенобатных и чувствительных к температурным условиям форм;

г) контакты и переходы изучаемых пачек и слоев; изучение механоглифов и биоглифов;

д) наличие прослоев углей и углистых пород, сидеритов, известняков и доломитов, фосфоритов, глауконитов и т.д.

Минералого-геохимические признаки рассматриваются в следующем разделе.

После выяснения совокупности макроскопических генетических признаков пачек с различной достоверностью в поле определяется их фациальная принадлежность с отбором образцов и выполнением зарисовок и фотографий для дальнейшего уточнения предварительных определений по результатам лабораторных исследований и палеогеографических экстраполяций. Из макроскопических генетических признаков важнейшим является изучение различных текстур — типов слоистости и иероглифов (механоглифы, биоглифы по Н.Б. Вассоевичу, 1948, 1954). Изучение типов слоистости, форма, размер, взаимоотношения косых серий и направлений слоек в косых сериях, характер распределения в них обломочного материала и т.д. дали нам однозначное представление о динамике среды осадконакопления.

Чрезвычайно важные сведения о физико-географических условиях образования отложений мы получили путем тщательного анализа в полевых условиях различных типов знаков слепки, волноприбойных знаков, борозд, струй течения, следов илоедных организмов, фукоидов, хондритов и т.д., которые помогли охарактеризовать различные динамические, биологические условия осадконакопления в литорали и эпинеритовой зоне среднеюрских бассейнов Восточного и Юго-Восточного Кавказа. Ценные данные об условиях осадконакопления получены в результате изучения чувствительных к среде обитания родов моллюсков (аммониты и пелециподы), брахиопод, криноидов и фораминифер. Изучение распространения хвойных и теплолюбивых папоротников и цикодофитов дало нам информацию о климате и характере ландшафта областей денудации изучаемого региона в среднеюрской эпохе. Изучение

отсортированности терригенного материала в песчано-алевролитовых породах и ориентировки включенных в них галек раскрыло некоторые детали условий образования песчано-алевролитовых слоев среднеюрской толщи.

Растительные остатки, их количество, степень сохранности и компонентный состав также были успешно использованы при фациальном анализе среднеюрских терригенных отложений гумидного литогенеза. Обычно в составе тонкообломочных континентальных отложений (озерные и пойменные глины, алевролиты) мелкая растительная ткань занимает существенное место (10–25% общей массы в поле зрения). В этих отложениях растительный материал представлен в основном растительным детритом с сохранением их клетчатой структуры. В компонентном составе преобладает красная гелефицированная ткань (до 60% общей массы растительного материала).

В субконтинентальных отложениях особенно в глинах и алевролитах, отложившихся в условиях лагун и заливов, тонкораздробленная растительная ткань также занимает заметное место (10–15% общей массы пород в поле зрения). Однако роль растительного шлама в микроскопическом составе общей массы растений существенно увеличивается (до 50% и более). В компонентном составе растительной ткани ведущую роль играют бурые и реже фюзенизированные компоненты.

В морских, глинистых и алеврито-глинистых отложениях общее содержание растительного материала сильно падает (2–10%) и в зависимости от фациального профиля отложений растительная ткань тонко размельчена. Ее реликтовая структура не сохранилась, и она имеет в основном фюзенизированный компонентный состав.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЦИЙ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Изучение минералого-петрографических признаков пород и слоев дает ценный материал для распознавания палеогеографической обстановки и в меньшей степени фациальных условий образования отложений. К минералого-петрографическим признакам относятся:

а) содержание карбоната кальция в породах и литологических пачках гумидных отложений;

б) степень поликомпонентности минералогического состава песчано-алевритовых пород (коэффициент мономинеральности или зрелости по А.Г. Коссовской, 1962; В.П. Казаринову, 1964, 1965);

в) включение конкреций (форма, размер, химико-минералогический состав и характер расположения их в породе, конкрециеносность литологических пачек в процентах; отношение Ca/Mg и Ca/Fe в карбонатных конкрециях;

г) содержание аутигенных минералов железа – пирита (марказит), сидерита (магниосидерит), лептохлорита, глауконита в глинистых породах;

д) содержание каолинита и магнезиальных силикатов (палигорскит, сепиолит) в аргиллитах;

е) среднее содержание хлора и бора в глинах и алевролито-глинистых породах;

ж) Ca/Mg и O_{18}/O_{16} отношения в раковинах "свежих" пелеципод;

з) Ar^{40}/K^{40} отношение в среднеюрских гидрослюдах (абсолютный возраст).

Известно, что карбонат кальция и интенсивность его накопления в осадках являются хорошим индикатором палеоклимата и изменения геохимической обстановки, а также оценки продуктивности древних морей в геологической истории Земли (Страхов, 1960, 1961; Фейбридж, 1968; Chilingar, 1956).

Этот тезис может быть разъяснен следующим образом. Существует обратная зависимость между P_{CO_2} в морской воде и ее t. С увеличением t воды содержание в ней растворимой CO_2 резко уменьшается. При этом достигается степень насыщенности $CaCO_3$, в результате чего происходит выпадение его в осадок. Большую роль в уменьшении P_{CO_2} в мелководье играют одноклеточные и многоклеточные растения, которые при фотосинтезе, интенсивно поглощая CO_2, способствуют активному химико-биологическому осаждению карбоната кальция. Низкое парциальное давление CO_2 в морской воде благоприятствует интенсивному расцвету в мелководье позвоночных с толстостенными и разукрашенными раковинами. И, напротив, высокое содержание растворенной CO_2 в морской воде бореальных и арктических бассейнов при низкой P_{CO_2} воды в мелководье сильно подавляет химико-биологическое накопление кальцита или арагонита в осадках. Поэтому содержание кальцита и значения отношений Ca/Mg и Ca/Fe в карбонатных конкрециях совместно с другими факторами нами использованы как критерий для познания климата среднеюрской эпохи.

Известно, что полимиктовый состав песчано-алевролитовых образований и особенно значительное содержание в них обломков различных пород указывают на расчлененность рельефа областей денудации. Поэтому для суждения о рельефе областей размыва и о степени его расчлененности нами были изучены минералогический состав и соотношения основных породообразующих минералов и обломков пород в обломочном "костяке" песчано-алевролитовых литологических классов. Особенно помогли нам исследования обломков пород, являющихся реальными фрагментами древней суши. Довольно интересный материал был получен по петрографическому составу питающей провинции (Батурин, 1946), по ассоциации и типоморфным особенностям акцессорных минералов песчано-алевролитовых пород.

Конкреционные включения в среднеюрских отложениях Восточного и Юго-Восточного Кавказа имеют широкое распространение и являются продуктами диагенеза (Халифа-заде, 1959, 1963, 1967).

Тем не менее в этих минеральных включениях "кристаллизованы" существенные черты седиментогенеза (Страхов, 1953, 1957, 1961). Поэтому карбонатные конкреционные включения были изучены для восстановления некоторых особенностей среды седиментогенеза и влияния на нее минувшей палеогеографической обстановки. Размер, форма и химико-минералогический состав карбонатных конкреций в аргиллитах в некоторой степени отражают условия их образования. Так, например, в аргиллитовой толще верхнего аалена и байоса Восточного и Юго-Восточного Кавказа наряду с крупными конкрециями и конкреционными линзами (размером 0,5–3,5 м по длине) с коркой тутенштейна обнаружены в довольно большом количестве планктонные фораминиферы (Globigerinidae). Карбонатная часть этих конкреций на 70–90% сложена кальцитом.

Фациальные условия образования среднеюрских толщ в некоторой степени могут быть определены по отношению $CaCO_3/FeCO_3$ в карбонатных конкрециях, заключенных в аргиллитах. Работами А.В. Македонова

(1954, 1966), З.В. Тимофеевой (1959), В.П. Зарицкого (1956, 1966, 1969), В.В. Коперинoй (1959), Д.В. Виталя (1959), В.Т. Фролова (1958) и Ч.М. Халифа-заде (1959, 1962, 1963, 1967) доказано, что кальцит преобладает в карбонатных конкрециях морских отложений, а высокое содержание сидерита (магниосидерита) характерно для конкреционных включений континентальных и субконтинентальных образований. Поэтому мы сделали попытку по величине отношения $CaCO_3/FeCO_3$ в карбонатных конкрециях средней юры восстановить физико-географические условия образования вмещающих их отложений.

Известно, что каолинит и магнезиальные силикаты могут быть использованы в качестве индикатора палеоклимата и, следовательно, характера химического выветривания в областях денудации (Викулова, 1953, 1956, 1960; Грим, 1956; Ратеев, 1958, 1964; Зхус, 1965). Образование каолинита на континенте связано с равнинным рельефом, с теплым, мягким климатом и кислым типом выветривания. При таких физико-географических условиях глины гумидного литогенеза заметно обогащаются каолинитом. По данным А.М. Ратеева, и Г.И. Носова, донные осадки Атлантического океана в тропической зоне, как правило, сильно обогащены каолинитом. Магнезиальные силикаты (сепиолит и палыгорскит), наоборот, характеризуют засушливость климата областей размыва. Эти минералы имеют широкое распространение в типичных аридных отложениях, таких, как пермь Русской платформы, верхняя юра Северного Кавказа и миоцен Ферганской депрессии. Поэтому по характеру распределения их в аргиллитах средней юры в сочетании с другими критериями можно судить о климате и степени расчлененности областей денудации.

Фациальные условия накопления осадков определяются содержанием хлора и бора в глинах. Известно, что хлор и бор являются подвижными элементами зоны гипергенеза и свободно транспортируются водостоками с областей денудации материков в Мировой океан. В значительной степени запас хлора и бора в морской воде пополняется за счет вулканической эксгаляции. Поэтому в глинах, отложившихся в нормальных морских условиях и в открытых частях крупных водоемов, содержание хлора и бора должно быть в десятки раз больше, чем в глинах прибрежных и внутриконтинентальных бассейнов гумидных областей. Это положение подтверждалось исследованиями Л.А. Гуляевой (1954, 1955), К.Ф. Радионовой (1956), Д.В. Жабриева и др. (1961), П.П. Тимофеева и др. (1975) палеозоя Русской платформы и мезокайнозоя Прикаспийской низменности, а также угленосных отложений Ферганы, Гиссарского хребта. По данным этих авторов, содержание хлора и бора в глинах нормально морских отложений колеблется в пределах 0,2–0,3%, а в глинах континентальных отложений – в десятки и сотни раз меньше.

При определении содержания хлора и бора в глинах необходимо учесть влияние метаморфизма и роль инфильтрационных вод. Обычно сланцеватые аргиллиты, подвергавшиеся действию инфильтрационных вод, показывают иногда содержание хлора, заниженное в десятки раз по сравнению со средними данными. Поэтому хлор и бор нами определены лишь в аргиллитоподобных глинах кернового материала глубоких скважин, полученные при этом данные использованы для определения солености вод среднеюрских бассейнов.

В настоящее время изотопный (O_{18}/O_{16}) и химико-аналитический (Ca/Mg) методы определения палеотемпературы древних водоемов прочно вошли в палеогеографическую практику.

Изотопный метод определения палеотемпературы впервые разработан и введен в геологическую практику американскими геохимиками Г. Юри, Г. Лоуэнштамом, С. Эпиштейном и др. (1954). В основу метода положена идея о равновесном обмене O_{18} и O_{16} между водой и осаждающимся из нее карбонатом кальция. Изотопное равновесие в системе H_2O-CO_2 зависит от температуры (t) и солености морской воды (S). Достоверным объектом для палеотемпературных исследований являются ростры белемнитов. Однако при хорошей сохранности могут быть использованы также раковины аммонитов, брахиопод, пелеципод и фораминифер. Изотопная палеотермометрия в Советском Союзе применяется и совершенствуется Д.П. Найдиным, Р.В. Тейсом, М.С. Чупахиным и др. (Найдин, Тейс, 1956, 1957, 1964, 1966, 1967).

Идея связи содержания магния в известковых осадках с средой их осаждения принадлежит Чилингару (Chilingar, 1956, 1958, 1960, 1962), который проследил изменение Ca/Mg отношения на двух профилях: к югу и западу от Багамских островов. Он установил, что Ca/Mg отношение вблизи побережья составляет 20—30, а на расстоянии 120 км от берега возрастает до 80—120. В значительно более теплом Персидском заливе наблюдается аналогичное явление, однако содержание Mg значительно выше (Ca/Mg отношение составляет 3—12).

В последнее время Т.С. Берлин, А.В. Хабаков (1967, 1968), изучая магнезиальность ростров белемнитов Русской платформы в тесном сочетании с данными изотопной термометрии, выяснили пригодность химико-аналитического определения Ca/Mg отношения в белемнитах для установления t среды их обитания. Ч.М. Халифа-заде (1973) была изучена магнезиальность раковин современных моллюсков Каспийского, Черного, Эгейского и Мраморного морей и выяснены факторы, которые контролируют ее величину. Так, было установлено, что Ca/Mg отношение в раковинах современных моллюсков не зависит от соленосности, географической широты и глубины их обитания. Оно не связано также с родовыми особенностями организмов. Величина Ca/Mg отношения в раковинах моллюсков с t среды их обитания связана линейной зависимостью (представляет линейную функцию).

Изотопный и магнезиальный методы были применены нами для определения t мелководья байосских и келловейских бассейнов Восточного и Юго-Восточного Кавказа. Объектом для измерений служили белемниты, пелециподы и криноидные известняки. Все определения проводились в проблемной лаборатории палеобиогеохимии Азербайджанского государственного университета им. С.М. Кирова. Для выяснения палеогеографических условий образования среднеюрских отложений рассматриваемого региона нами был применен и радиоактивный (K—Ar) метод определения абсолютного возраста. В качестве объекта для измерений была использована диоктаэдрическая гидрослюда из аргиллитов средней юры Дагестана и Азербайджана, по которым было выполнено 20 измерений на масс-спектрометре МИ-1306. В основу применения метода в палеогеографии легло предположение о том, что среднеюрские гидрослюды являются аллотигенными и по ним можно определить возраст пород основных и внутренних областей денудации.

После выяснения генетических признаков пород полевыми и лабораторными исследованиями определялась фациальная принадлежность горизонтов, слоев и пачек. Нередко случалось так, что литологически однородная толща не содержала выраженных диагностических признаков. В таком случае фациальный тип и условия образования толщи уточнялись

после выяснения ее парагенетической связи с другими отложениями, условия образования которых установлены по очевидным признакам (пласты углей и углистых пород, органогенных известняков, раковины морских двустворчатых или ростры белемнитов и т.д.). Иногда фациальные условия образования однородных слоев выяснялись на общем палеогеографическом фоне.

Как уже отмечалось выше, термин "фация" является динамическим и его содержание выясняется после кропотливых полевых и лабораторных исследований. В полевых условиях мы стремились получить в первую очередь исчерпывающие данные по стратиграфии района, уточняли границы и строение региональных подразделений. Выделение же фации проводили только в относительном смысле (песчаная, глинистая фации), выявляли фациальную изменчивость и характер этого изменения. Генетическое содержание фации раскрывалось после проведения лабораторных исследований и использования имеющихся палеогеографических построений. В итоге по каждому изученному разрезу составляли стратиграфо-литологическую колонку в масштабе 1 : 2000.

Для удобства пользования выделенными фациями нами введена система буквенных индексов:

Континентальные отложения

Аллювиальная фация – А
Болотная фация – Б
Озерная фация – О

Субконтинентальные отложения (лагунные)

Дельтовая фация – Д
Фация бар, кос и пересыпи – БКП
Лагунная фация – Л

Морские отложения

Фация песчано-алевритовых осадков зоны ряби и волнений моря – МПА (литораль)
Фация песчано-алевритовых и глинистых осадков зоны волнений и течений моря – МПАГ (сублитораль)
Фация алеврито-глинистых осадков моря – МАГ (эпинерит)
Фация глинистых осадков моря – МГ (интранерит)
Фация глинистых осадков относительно глубоководной части моря – МГГ (пелагическая зона).

Большинство из этих фаций и их индексы в свое время были рекомендованы для отложений среднего карбона Донбасса (Яблоков, Тимофеев, Ботвинкина, 1956).

Литолого-палеогеографические карты составлялись на заключительном этапе после уточнения физико-географических условий образования выделенных пачек и слоев и уточнения основных палеогеографических элементов областей денудации и аккумуляции. Итоговым палеогеографическим картам предшествовали карты (схемы) терригенно-минералогических провинций, распределения глинистых минералов и распределения основных типов пород (табл. 3, 4, 5, 6). На палеогеографических картах, помимо фациальных и палеогеографических обстановок, изображены:

области выходов, глубокого залегания, современного и древнего денудационных срезов отложений;

изопахиты;

основные и внутренние области размыва и их физико-географические и климатические особенности;

гидродинамические условия бассейна седиментации, полученные путем замера азимута и наклона косых слоев и ориентации различных иероглифов в песчано-алевролитовых породах.

Полевые литологические исследования

Тщательное проведение полевых работ необходимо для познания условий образования отложений, так как большинство генетических признаков отложений может быть выявлено именно в полевых условиях. Поэтому во время полевых работ все разрезы изучались нами внимательно и описывались послойно. При этом большое внимание было обращено на выделение в разрезах отдельных литологических типов пород и их сочетаний, на парагенезис литологических пачек слоев и выдержанность их по площади (контакты и переходы). В каждом литологическом типе пород были изучены карбонатность, цвет, однородность, структура, цемент, текстура, минеральные и органические включения.

Известно, что среднеюрские отложения характеризуются широким распространением в них карбонатных и реже лептохлоритовых и сульфидных конкреций. Поэтому по методике А.В. Македонова (1954, 1965) исследованы размер, морфология, известковистость конкреций и насыщенность ими литологических пачек — конкрециеносность. Описание разрезов сопровождалось многочисленными зарисовками и фотографированием. Эти материалы затем были широко использованы в лабораторных условиях при фациальном анализе.

Для выяснения условий образования отдельных толщ и слоев широко использованы текстурные признаки слагающих их пород, которым в полевых условиях уделялось большое внимание. Слоистость песчано-алевритовых и частично глинистых пород изучалась по методике Ю.А. Жемчужникова (1940 г.) и Л.Н. Ботвинкиной (1962 г.). Замеры косых слоек и их графическая интерпретация производились по методике Н.Б. Вассоевича (1954, 1957 гг.).

В поле тщательно изучались и зарисовывались различные скульптурные знаки (механоглифы и биоглифы) на поверхности песчано-алевролитовых пород. Изучение скульптурных знаков и текстуры оползания осуществлялось по методике Н.Б. Вассоевича (1954, 1957 гг.). Мелкие растительные остатки и их распределение исследовались во всех породах с использованием полевой лупы с 12-кратным увеличением. При этом большое внимание было уделено распределению в аргиллитах растительного детрита и шлама и их соотношению.

Лабораторные исследования

Разнообразными лабораторными методами анализов были изучены песчаники, алевролиты, аргиллиты и конкреции.

Оптические исследования применялись для описания шлифов и препаратов. В общей сложности было изучено 1200 шлифов песчано-алевролитовых и аргиллитовых пород и конкреций. Акцессорные и породообразующие минералы исследованы в 500 "тяжелых" и "легких" фракциях, разделенных жидкостью Туле. В плоскопараллельных шлифах определялись размер зерен, степень их сортировки, состав аутигенных и терригенных минералов, а также цементирующая масса.

Акцессорные минералы и их типоморфные особенности были изучены по методике В.П. Батурина (1947 г.). Конкреции, аргиллиты и цемент песчано-алевролитовых пород подвергались полному силикатному и карбонатному анализам по методу Е.С. Залманзон (1957 г.). Химические анализы были проведены в геохимической лаборатории Института геологии ДагФАН СССР.

Термическому анализу подвергались аргиллиты и карбонатные конкреции. Вначале термическим методом была изучена тонкая фракция аргиллитов. В последующем некарбонатные аргиллиты изучались без предварительного их фракционирования. Термический анализ выполнялся авторами на пирометре Курнакова ПК-56 в Институте геологии ДагФАН СССР.

Минералогический состав карбонатных конкреций расшифрован рентгендифрактометрическим и количественным термическим анализами по методу А.И. Цветкова (1958 г.) и М.Р. Остремского (1964 г.) для железистых карбонатов с некоторыми изменениями.

Электронно-микроскопический анализ ориентированных агрегатов тонких фракций аргиллитов выполнен в Институте геологии ДагФАН СССР на электронном микроскопе ЭМ-5. Режим съемки и характерные поля были выбраны нами. Электронно-микроскопическому анализу подвергали также глинистые фракции песчано-алевролитовых пород. В общей сложности выполнены 700 термических и 200 электронно-микроскопических анализов аргиллитов.

Рентгеновскому анализу подвергались тонкие фракции аргиллитов и глинистых сланцев. Сначала фракции изучались методом порошка на установке УРС-60 с предварительной обработкой их термикой и органическими реагентами. Значительная часть дифрактометрических исследований выполнена на установке УРС-50-ИМ в проблемной лаборатории палеобиогеохимии Азербайджанского государственного университета им. С.М. Кирова. Всего рентгеновским методом было изучено 400 образцов, к 250 из которых применен дифрактометрический анализ со съемкой как в исходном виде, так и после термической и химической обработки их для достоверной диагностики различных модификаций гидрослюд, хлоритов, монтмориллонитов и смешанно-слойных минералов.

Приближенный количественный анализ глинистых минералов производился также на дифрактометре УРС-50-ИМ по методу Ю.С. Дьяконова (1963) и З.И. Горбуновой (1969) путем сравнения со стандартными смесями. Было использовано CuKA-излучение. Счет импульсов осуществлялся счетчиком Гейгера МСТР-4. Напряжение на трубке 35 kV, сила тока 9 А. Скорость передвижения гониометра составляла 1°/мин, а движение диаграммной ленты — 6 мм/мин. Содержание хлора и бора определялось только в аргиллитах из глубоких скважин. Хлор определен азотнокислым серебром объемным методом в 80 пробах, а бор — карменовой кислотой колориметрическим методом в 30 пробах. Изотопный состав кислорода в раковинах беспозвоночных определялся на масс-спектрометре МИ-1305 методом раскомпенсации.

Содержание радиогенного аргона (Ar^{40}) в гидрослюдах определялось методом изотопного разбавления в Отделе геофизики ДагФАН СССР и объемным методом в изотопной лаборатории Института геологии АН АзССР. Калий в гидрослюдах определен хлор-платинатом объемным методом. В качестве объекта для K/Ar метода были выбраны диоктаэдрические гидрослюды из слабометаморфизованных аргиллитов с минимальной примесью других глинистых минералов и частично аркозово-граувакковые песчаники, кристаллические сланцы.

Глава 3

СТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Первые сведения о геологии и стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана и Северного Азербайджана относятся к дореволюционному периоду. Они изложены в работах таких выдающихся исследователей Кавказа, как Г. Абих, Н. Барбот-де-Марни и К.И. Богданович. В трудах этих геологов наметились основные черты стратиграфии нижне-, средне- и верхнеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа, которые не потеряли своего значения по сей день. В частности, установленные Г. Абихом и К.И. Богдановичем среднеюрский возраст угленосной толщи Дагестана и байос-батский возраст хиналугской серии подтвердились после 1950 г. новейшими биостратиграфическими исследованиями ряда геологов.

Систематическое изучение стратиграфии юрского комплекса начато после установления Советской власти на Кавказе, особенно после 30-х годов, в связи с открытием в нем проявлений и месторождений ряда полезных ископаемых (уголь, нефть, ртуть, полиметаллы, железная руда и др.). До 1950 г. вопросы стратиграфии юрских отложений изучаемого региона рассматривались в трудах В.П. Ренгартена, Д.В. Дробышева, Л.А. Гречишкина, Н.Н. Ростовцева, В.С. Паца, И.Д. Филимонова, В.Д. Голубятникова, Н.Б. Вассоевича, В.Е. Хаина и др.

К этому времени и в различных геолого-тектонических областях Восточного и Юго-Восточного Кавказа — Северо-Западный Дагестан (Н.Д. Филимонов, В.М. Пац), Северный, Центральный и Южный Дагестан (Д.В. Дробышев, Н.Н. Ростовцев, В.П. Ренгартен, Д.В. Голубятников), Юго-Восточный Кавказ (Н.Б. Вассоевич, В.Е. Хаин, Л.А. Гречишкин, Д.В. Дробышев), южный склон Большого Кавказа (В.В. Вебер, Н.Н. Ростовцев, Э.Ш. Шихалибейли) — в среднеюрских отложениях были выделены по литологическим признакам многочисленные местные свиты (более 30), которые на большой территории фациально не выдерживались и плохо сопоставлялись между собой.

Первые сводные схемы для стратиграфии юры Дагестана были составлены В.Д. Голубятниковым (1940, 1947), для Юго-Восточного Кавказа — В.Е. Хаиным (1950), для южного склона Большого Кавказа — Э.Ш. Шихалибейли (1956). Эти схемы, несмотря на некоторые недостатки, несомненно, сыграли большую роль в изучении геологического строения Дагестана и Азербайджана и составлении сводной геологической карты территории этих республик в масштабе 1:500 000.

После 1950 г. некоторые уточнения вышеупомянутых сводных схем мы находим в работах И.А. Конюхова, Г.Я. Крымгольца, Е.А. Гофмана, Д.С. Халтурина, В.Е. Хаина, А.Н. Шарданова, Н.М. Касимовой, Н.М. Касимовой, Г.К. Касимовой, Т.А. Москаленко, В.Б. Агаева, А.М. Магомедова, У.Т. Темирбековой и др., которым удалось не только выделить в юрских отложениях подразделения международной шкалы, а также уточнить их объем и границы, но и по ряду разрезов установить большинство фаунистических зон стандартной шкалы Западной Европы.

Наряду с этим следует отметить стратиграфические работы геологов МГУ и ВНИИГаза, проведенные после 1952 г. по юрским отложениям Дагестана под руководством Г.П. Леонова. В частности, В.Т. Фролов занимался стратиграфией верхнетоар-ааленских отложений, Н.В. Жива-

го, Н.В. Безносов — целиком среднеюрской толщи, а Г.П. Леонов разрабатывал стратиграфическую схему карбонатного комплекса верхней юры.

В основу этих работ была положена идея разрабоки не международной, провинциальной, а региональной стратиграфической шкалы, которая строится на базе выделения естественных региональных подразделений отложений, соответствующих переломным моментам геологической истории области (Леонов, 1953, 1956). Согласно этой методике, В.Т. Фролов в верхнетоар-ааленских отложениях Дагестана выделил три регионально-стратиграфических подразделения — свита Ири, карахская и хивская свиты. Позже Н.В. Живаго и Н.В. Безносов (1958) байос-батские образования Дагестана расчленили на две региональные свиты — кумухскую и цудахскую. Г.П. Леонов (1956) в терригенно-карбонатном комплексе верхней юры выделил пять региональных подразделений; из них первые два соответствуют келловейским, а остальные характеризуют оксфорд-кимеридж-титонские отложения.

Распространение и условия залегания доггера

Среднеюрский комплекс (J_2) в пределах Восточного и Юго-Восточного Кавказа рассматривается в объеме песчано-алевролито-глинистых отложений, залегающих между зонами Dumortieria pseudorodosia и Macrocephalites macrocephalus и широко распространен на территории Нагорного Азербайджана, Дагестана и Чечено-Ингушетии. Среднеюрские отложения являются основными стратиграфическими элементами таких крупных структурных единиц Восточного и Юго-Восточного Кавказа, как Джуфидагский, Джафардагский, Самурский, Тфанский, Тенгино-Бешбармакский, Джурджинский и Вандамский антиклинории. Они также пользуются широким распространением на крыльях антиклинория Бокового хребта (среднеюрская моноклиналь). В осевой зоне антиклинориев Бокового и Главного хребтов они полностью уничтожены денудацией. Среднеюрские отложения тянутся узкой полосой вдоль северо-западного борта Известнякового Дагестана, а в пределах самого Известнякового Дагестана они вскрыты только в ядрах наиболее приподнятых глубокоэрозионных коробчатых складок (Салатауская, Араканская, Кудутульская, Хиндагская, Кадарская и т.д.).

В области передовых антиклинальных складок и западного борта Каспийской впадины среднеюрские отложения вскрыты глубоким разведочным и параметрическим бурением на глубине 500—3200 м на площадях Хошмензил, Даг. огни, Дузлак и Берикей восточной антиклинальной зоны, Эльдама, Иргартбаш, Талги, Миатлы Губденского, Сулакского тектонических выступов и на площадях Селли, Гаша, Балхас-Хунух западной антиклинальной зоны. В азербайджанской части Прикаспийской низменности эти отложения были изучены на площадях Ялама, Худат, Хачмас, Кусары, Кешчай, Нардаран и Бегимдаг-Текчай.

В зонах антиклинориев Бокового и Главного хребтов среднеюрские отложения повсеместно подстилаются песчано-сланцевой толщей верхнего лейаса (тоар — J_1t_3). В последние годы такая же картина установлена в Тфанской структурно-формационной зоне южного склона (Агаев, 1979).

В литературе нет достоверных данных о трансгрессивном залегании среднеюрских отложений на более древние образования юрской системы. Однако, судя по тому факту, что подошва этого комплекса в

Дагестане сложена угленосной толщей (крупным регрессивным циклом осадконакопления), можно предположить, что вблизи древней суши, т.е. в области передовых антиклинальных складок, вероятно, более молодые горизонты аалена (хивская свита) трансгрессивно залегают на породы тоарского яруса.

Потолок песчано-аргиллитовой толщи средней юры в Дагестане и в Северном Азербайджане составляют различные комплексы мальма и неокома. Поэтому, естественно, глубина эрозии среднеюрских отложений меняется в пределах стратиграфического интервала — нижний аален—нижний бат. Наиболее глубокая эрозия отложений отмечается в южной и юго-восточной частях Дагестана и в зонах Бокового и Главного хребтов и в их юго-восточном погружении (пл. Атачай, Нардаран, Кешчай и Бегимдаг-Текчай). В частности, на вершине горы Шалбуздаг карбонатные отложения титона налегают на размытую поверхность нижнего аалена (Шихалибейли, 1956; Султанов, Халифа-заде, 1962), а дальше по направлению на юго-восток глубина эрозии заметно снижается. Так, у подножия горы Кызылкая известково-доломитовые породы титона—кимериджа лежат на размытой поверхности верхнего аалена и на самых низах нижнего байоса (Султанов, Халифа-заде, 1962), а в бассейнах рек Чирахчай, Рубасчай и Уллучай-Джавус отложения келловея, титона и валанжина трансгрессивно налегают на различные слои байоса (Канчели, 1960; Халифа-заде, 1965, 1966).

По данным М.М. Мацкевича (1964), среднеюрские отложения глубоко срезаны также предкелловейским размывом в Чечено-Ингушетии и Северной Осетии (бассейны рек Армихи, Ардон, Терек, Фиагдон). Например, в бассейне р. Армихи среднеюрский комплекс венчается отложениями верхнего аалена. Интересно отметить также установленные нами глубокие размывы среднеюрских отложений в районе р. Атачай и на площадях Кешчай, Нардаран и Бегимдаг-Текчай, где карбонатный флиш валанжина лежит на глубоко размытой поверхности нижнего байоса (Халифа-заде, 1967).

На южном склоне Большого Кавказа, особенно в полосе Кахетино-Вандамского антиклинория, среднеюрские отложения также глубоко эродированы древними денудациями мальма. Поэтому в этой области карбонатно-кремнистый флиш (земчайская свита) кимериджа трансгрессивно лежит на размытых слоях байоса.

В пределах Восточного и Юго-Восточного Кавказа нами установлено по возрасту покровых отложений шести стратиграфических типов древних денудационных срезов среднеюрских отложений, обусловленных различными фазами альпийской складчатости: предкелловейский, предкимериджский, предтитонский, предваланжинский, предбарремский, предверхненеогеновый денудационные срезы (Халифа-заде, 1966). Из них в депрессионной части области в основном развит предбарремский денудационный срез, который охватывает большую территорию — от области Дагестанского клина до северо-восточного крыла Тенгино-Бешбармакского антиклинория (Султанов, Халифа-заде, Самедов, 1966). К.О. Ростовцев (1963) на основании анализа фауны доказал наличие крупных региональных перерывов в нижне- и среднеюрских отложениях Северо-Западного Кавказа. В частности, автор приводит обстоятельные данные о существовании крупного перерыва между байосом и ааленом.

Собранные фактические данные и анализ литературного материала позволяют сделать вывод, что в среднеюрских отложениях Восточного

и Юго-Восточного Кавказа нет таких крупных региональных перерывов, какие отмечаются на Северо-Западном Кавказе Р.С. Безбородовым, Е.А. Гофман, В.Г. Рихтером (1959 г.) и К.О. Ростовцевым (1963). Установленные перерывы зачастую носят локальный внутриформационный характер. Однако литолого-стратиграфический анализ изученных разрезов показывает, что отмеченным перерывам среднеюрской эпохи Северо-Западного Кавказа в Дагестане соответствуют толщи относительно грубозернистых осадков с признаками напряженного тектонического режима седиментации (оползневая текстура, внутриформационные конгломераты и т.д.).

Отсутствие нижнебайосских отложений на Шалбуздаге и частично Кызылгая, а также окаймление области Главного хребта песчаной полосой байоса (в районе рек Курмухчай, Гамваличай, Бумчай на южном склоне, Джимичай, Бабачай, Карачай, селений Хиналуг, Ходжакенд, Курах, горы Ратран, с. Хосрек на северном склоне) позволяют утверждать, что в области Главного хребта в раннебайосский век существовал стратиграфический перерыв, соответствующий объему отложений хиналугской свиты (Хаин, 1950; Халифа-заде, 1968).

Можно также предположить, что среднеюрские отложения частично отсутствуют в области Терско-Сулакского эопалеозойского массива (территория Бабаюртского и Тарумовского районов). В этой области, по-видимому, сокращенный комплекс мальма лежит на палеозойском фундаменте ($Pz_1 + Pz_2$) (Султанов, Халифа-заде и др., 1963).

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Выше было отмечено, что на базе выделенных многочисленных местных свит сводные схемы для среднеюрских отложений Дагестана были разработаны В.Д. Голубятниковым (1940, 1947), Н.В. Живаго (1958), для Юго-Восточного Кавказа – Н.Б. Вассоевичем (1940), В.Е. Хаиным (1950, 1957), Н.М. Касимовой (1955), В.Б. Агаевым (1966) и для южного склона Большого Кавказа – Э.Ш. Шихалибейли (1956), позже В.Б. Агаевым (1970, 1979). Эти схемы, несомненно, сыграли большую роль в изучении геологического строения и истории развития рассматриваемой территории.

Однако главным недостатком указанных сводных схем, помимо необходимости более глубокого обоснования, уточнения объема, границ отдельных подразделений, является также то, что разработка их осуществлялась на базе зонального расчленения разрезов или отложений на Западноевропейской стандартной шкале с выделением международных подразделений*.

При однообразии песчано-алевролито-глинистого состава среднеюрских отложений с редкими находками руководящих форм в них этот метод расчленения вряд ли может быть совершенным, ибо невозможно решить вопросы границ биостратонов, зачастую проходящих в однообразных песчаных или глинистых толщах. При таких ситуациях установленные биостратоны имеют сложное строение и обладают неоднородным литолого-фациальным составом даже в пределах одной фациально-тектонической зоны, не говоря уже о трудностях выделения международных

* За исключением работы В.Б. Агаева (1979).

подразделений в соседних районах из-за редких находок или отсутствия зональных форм аммонитов. Нам кажется, что наиболее целесообразным для углубленного изучения геологии Восточного и Юго-Восточного Кавказа и успешного проведения крупномасштабной съемки является выделение естественных подразделений среднеюрских отложений, отражающих отдельные этапы развития региона. Этот принцип и положен нами в основу региональной стратиграфии среднеюрских отложений. Несмотря на однообразный песчано-алевролито-глинистый состав среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа, они распадаются на ряд свит (естественных литостратонов):

песчано-сидерито-угленосная;
надугленосная глинисто-сидеритовая;
глинисто-песчано-алевритовая;
алевролито-глинистая;
песчано-алевролито-глинистая.

Из них песчано-сидерито-угленосная и глинисто-сидеритовая надугленосная свиты полностью соответствуют карахской и хивской свитам В.Т. Фролова.

Глинисто-песчано-алевролитовая свита в неполной мере укладывается в объемах ряда местных свит — песчано-сланцевой, джиминской, хиналугской, ходжакендской, бейбулакской, пачалкентской и кумухской. Она полностью укладывается в объеме джиминской и хиналугской свит бассейнов рек Бабачай, Карачай и района Хиналуг, которые могут быть стратотипическими разрезами для данного регионального подразделения. Поэтому мы глинисто-песчано-алевролитовую свиту назвали хиналугской свитой, которая имеет большую популярность среди геологов Азербайджана.

Алевролито-глинистая свита соответствует могохским слоям Н.В. Безносова и кейванской свите Н.Б. Вассоевича. Мы отдали предпочтение последнему названию, ибо оно укоренилось в стратиграфической номенклатуре Азербайджана и Южного Дагестана.

Песчано-алевролито-глинистая свита укладывается в карадагских слоях Н.В. Безносова в Дагестане, а на Юго-Восточном Кавказе, к сожалению, она отсутствует и размыта древними денудациями мальма, поэтому решено именовать ее по приоритету терминологии Н.В. Безносова карадагской свитой.

Таким образом, региональные подразделения средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа получили следующие названия:

карахская свита — J_{1-2}^{kr};
хивская свита — J_2^{chw};
хиналугская свита — $J_2^{ch\,nl}$;
кейванская свита — J_2^{kw};
карадагская свита — $J_2^{kr\,d}$.

Сводная схема расчленения среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа приведена на фиг. 2, где иллюстрируются палеонтологические и литолого-петрографические постулаты выделения литостратонов и расчленения отложений, а также сводные литологические колонки трех крупных геолого-структурных единиц — Восточного Кавказа, Юго-Восточного Кавказа и Прикаспийской низменности.

Верхний тоар — J_1t_3 (свита Ири)

Вслед за В.Д. Голубятниковым (1940, 1947) и В.Т. Фроловым (1965), свиту Ири мы рассматриваем в объеме верхнего тоара. Отложения свиты Ири нами были изучены в бассейнах рек Кара-Койсу и Андийское Койсу (верхи) на севере и Ахтычай, Мазачай — на юге. По остальным районам мы использовали материалы И.Д. Филимонова (1938), В.М. Паца (1939), В.Т. Фролова (1965), Д.В. Дробышева (1939), Н.И. Ростовцева (1940), Э.Ш. Шихалибейли (1956) и В.Б. Агаева (1979).

В Северо-Западном Дагестане свита Ири узкой полосой (1,5—2,0 км) протягивается вдоль среднеюрской моноклинали. В этом районе она повсеместно подстилается среднетоарскими образованиями и покрывается породами карахской свиты. В верховьях Кара-Койсу и Казикумухское Койсу полоса распространения свиты Ири приобретает большие размеры и разбита продольными разрывами. Значительное распространение имеет свита Ири в Самурском хребте, зоне Шахдага, верховьях р. Усухчай, в окрестностях сел Куруш, Ухул, рек Мулларчай, Мазачай, Ахтычай, в районе с. Хнов, Фалфанского хребта, Аттагайской зоны Главного хребта. По последним данным В.Б. Агаева (1979), тоарские отложения широко распространены (губахская свита) в бассейнах рек Мазымчай, Белоканчай, Катехчай, Курмухчай. По данным В.Т. Фролова, в бассейне р. Аварское Койсу свита Ири имеет трехчленное строение и состоит из двух песчаных толщ (свыше 450—500 м) и разобщающей их глинистой толщи (400—200 м). Таким образом, в этом районе свита состоит из двух крупных ритмов (700—800 м), которые практически выдерживаются на всем расстоянии от р. Кара-Койсу до р. Аргун.

По исследованиям В.Т. Фролова, песчанистость и мощность свиты в северо-западном направлении испытывают заметные изменения: по р. Кара-Койсу песчанистость ее составляет 35—40%, в бассейнах рек Аварское Койсу и Андийское Койсу — 40—50, а в бассейне р. Аргун уменьшается до 30%. В этом же направлении уменьшается мощность свиты от 1200—1600 м по р. Кара-Койсу, до 900 м — по р. Аргун.

Песчано-глинистая толща, как и комково-песчаниковая свита, обнажается также напротив с. Куркал, по левому берегу р. Ахтычай. Она состоит из линзовидных крупно- и среднезернистых песчаников, которые рассечены тонкими прожилками кварца. Н.Т. Романов в районе с. Хнов в кровле хновской свиты* и мы по р. Мазачай встретили аммониты, которые были определены Г.Я. Крымгольцем как Pseudogrammoceras fallaciosum Bayle и Grammoceras cf. mastra Dum. На основании этих находок возраст слюдисто-сланцевой толщи, залегающей над хновской свитой, был определен как верхнетоарский; слюдисто-сланцевая толща, по-видимому, является аналогом свиты Ири в зоне Главного хребта.

Комково-песчаную свиту Э.Ш. Шихалибейли мы сопоставляем с нижней частью слоя I по г. Гетенкиль или с нижней частью ленточно-песчаниковой и, возможно, самыми верхними пачками известково-песчаной свиты Д.В. Дробышева.

Песчаные отложения хновской свиты нами отнесены к среднему тоару. Возможно даже, что хновская свита охватывает еще и нижний тоар. Для верхнего тоара бассейнов рек Мазачай и Ахтычай характерен тонкозернистый глинистый состав с обильными включениями чешуек слюд. По-

---

* Вернее, в подошве слюдисто-сланцевой толщи Э.Ш. Шихалибейли.

3. Зак. 1437

этому эта толща получила в литературе название слюдисто-сланцевой (Шихалибейли, 1956).

В бассейне р. Ахтычай границы свиты Ири являются естественными, достаточно четко прослеживаются по резкому изменению литологического состава на рубеже региональных подразделений. Верхний тоар в бассейнах Ахтычая, Мазачая, Гдымчая и Фиячая состоит из четырех литологических элементов: толща плотных сланцеватых аргиллитов и глинистых сланцев, флишоидная толща и толщи "дикого" и нормального флиша. Основное место в строении песчано-сланцевой толщи играют флишоидные пачки. В отдельных крупных интервалах разреза ведущая роль в строении толщи принадлежит пачкам осколочных сланцеватых аргиллитов, а пачки грубого флиша занимают подчиненное место. В частности, на десятикилометровой протяженности разреза по р. Мазачай "дикие" флишевые пачки встречаются лишь 3 раза. Их мощность составляет 20–30 м. Мощность алевролитовых прослоев в такой пачке 20–25 см. В алевролитах реже в алевритистых сланцеватых аргиллитах отмечаются следы илоедов, знаки слепки и отпечатки хондритов, что указывает на мелководные условия их отложений. В алевролитах установлены волнистая, линзовидная и реже мелкая, однонаправленная, косослоистая текстуры. Алевролито-слюдисто-сланцевая толща рек Ахтычай и Мазачай часто пересечена тонкими кварцевыми жилами со слабым халькопиритовым оруденением и интрудирована мелкими диабазовыми дайками. Наиболее крупная дайка описана авторами в средней части р. Мазачай. Она почти вертикально прорезает пологозалегающие толщи флишоидных пачек верхнего тоара. На берегу р. Мазачай мощность описываемой дайки несколько метров, а мощность измененных пород до 20–25 м. Описываемая дайка простирается на расстоянии нескольких километров. Скарновые породы дайки сложены в основном хлоритом с включением эпидота и граната. Мощность верхнего тоара по р. Мазачай составляет 1200 м.

В свите Ири широко распространен известный в верхнем тоаре Кавказа аммонит Pseudogrammoceras fallociosum Bayle. Помимо этого, в северо-западных разрезах (реки Аварское и Андийское Койсу и Шаро-Аргун) установлены Grammoceras toarciense Orb., G. quadratum Haug., Pseudogrammoceras cf. dispansus Lyc., которые характерны для зоны Lytoceras jurense верхнего тоара Западной Европы. В самых верхах свиты Ири встречена другая ассоциация аммонитов – Dumortieria rodanica Haug., Grammoceras mactra Dum., D. pseudoradiosa Branco, которая характерна для зоны Dumortieria pseudoradiosa (Казакова, 1963) или самой верхней части зоны Lytoceras jurense. Таким образом, отложения свиты Ири полностью укладываются в объеме верхнего тоара.

По данным В.Д. Голубятникова (1940), более древняя среднетоарская форма Parpoceras subarmatum И.Д. Филимоновым встречена в верховьях р. Андийское Койсу на 200 м ниже от места находки верхнетоарских форм.

Карахская свита – J^{kr}_{1-2}

Отложения карахской свиты имеют широкое распространение в Дагестане и Чечено-Ингушетии, а в Азербайджане развитие этих отложений ограничено областью Главного хребта. В частности, карахская свита узкой полосой (2–4 км) протягивается вдоль северо-западного борта Известнякового Дагестана. В самом Известняковом Дагестане отложения

ее глубоко залегают под карбонатным чехлом мела и верхней юры и вскрыты лишь их самые верхи в ядрах глубоко эродированных коробчатых складок — Салатауской, Араканской, Кудутльской.

В Центральном, Юго-Восточном и Южном Дагестане площадь распространения карахской свиты приобретает большие размеры. Здесь она, собираясь в складки, образует основные структурные элементы восточной части Сланцевого Дагестана — Уллучаринская, Кубачинская, Мугринская, Джафардагская, Кутульская и Самурская. Карахская свита отдельными полосами обнажается на хр. Сурфунъял, Шахдаг, Шалбуздаг, Кызылгая и в бассейнах рек Ахтычай, Мулларчай, Мазачай, и также слагает сводовую и присводовую части Шахинабад-Мазинского и Тфанского антиклинориев. Начиная с меридиана горы Базардюзю, выходы карахской свиты уходят под более молодые отложения доггера и обнажаются лишь небольшой полосой в верховьях рек Курмухчай, Мухахчай, Талачай, Катехчай, Балоканчай и Мазымчай. Карахская свита в значительной части Дагестана и Чечено-Ингушетии представлена песчаной угленосной толщей, содержащей нередко отпечатки, створки, банки эвригалинных двухстворчатых моллюсков Tancredia, Mytiloides и Nucula.

В крайнем Юго-Западном Дагестане (Самурский антиклинорий) грубозернистые отложения карахской свиты замещаются более тонкозернистыми песчано-алевролито-глинистыми, а в Тфанской зоне и в западной части южного склона — алевролито-глинистыми отложениями, обогащенными кальцит-сидеритовыми конкрециями и карбонатными желваками. В области развития угленосных отложений карахская свита сложена мощными пакетами массивных песчаников (20—100 м), которые разобщены менее мощными пачками песчано-глинистого чередования либо алевролито-глинистого состава (5—25 м). К последним зачастую приурочены прослои каменного угля и углистых сланцев. Песчанистость собственно угленосных отложений составляет 65—90%. В области распространения неугленосных песчано-глинистых отложений карахской свиты ее песчанистость колеблется в пределах 20—40%.

В районах Дагестана карахская свита представлена в угленосной фации; здесь она распадается на отдельные толщи и слои (400—1000 м), которые нередко имеют значительную выдержанность на большом расстоянии и отличаются более высокой песчанистостью, глинистостью и угленосностью. Эти толщи приняты за более дробные стратиграфические единицы карахской свиты, которые ранее мы называли подциклами (Султанов, Халифа-заде, 1962), подсериями (Халифа-заде, 1965). В последующем, поскольку эти подсерии почти совпадали с подсвитами В.Т. Фролова, мы приняли схему последнего (см. фиг. 2).

В бассейне р. Чирахчай вслед за В.Т. Фроловым нами выделены пять слоев, которые объединяются в три подсвиты (см. фиг. 2). Слои снизу вверх обозначены буквенными индексами: А, Б, В, Г и Д. Слой А песчаный (80%), образует нижний элемент нижней карахской подсвиты. Слой Б алевролито-глинистый, а в Уллучаре — глинисто-песчаный (30—65%), соответствует верхнему элементу нижней карахской подсвиты (см. фиг. 2). В бассейне р. Кара-Койсу нижняя часть разреза карахской свиты в результате фациального изменения не распадается на слои А и Б и имеет глинисто-песчаный, а западнее меридиана р. Аварское Койсу песчано-глинистый состав. Слои В по р. Чирахчай — песчаные (90%), слои Г — глинисто-песчаные и наиболее угленосные (60—80%). Эти два слоя имеют хорошую фациальную выдержанность и выделены В.Т. Фроловым в среднюю карахскую подсвиту (наша регрессивная подсвита Б),

которая отчетливо прослеживается от бассеина р. Аргун до Чирахчая, Рубасчая. Слои Д, наиболее песчаные по рекам Чирахчай, Уллучай и частично Кара-Койсу, выделены В.Т. Фроловым в верхнюю карахскую подсвиту, которая не содержит практически значимых угольных пластов. В Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии верхняя карахская подсвита фациально замещается песчано-глинистыми отложениями и мало отличается от вышележащей хивской свиты.

В Самурском и Курушском районах, где карахская свита сложена мелководными морскими отложениями, трехчленное строение свиты выражено очень расплывчато. Свита на отдельные сопоставляемые слои не распадается.

В районе горы Гетенкиль ленточно-песчаниковую свиту Д.В. Дробышева, или слой 1, можно сопоставить с нижнекарахской подсвитой, а песчано-сидеритовую свиту, или слой 2, — со среднекарахской подсвитой и, наконец, глинисто-сидеритовую, или слой 3, можно коррелировать с верхнекарахской подсвитой. В Курушском районе и в зоне Шахинабад-Мазинского антиклинория известняково-песчаная толща и вышележащие песчано-глинистые слои (с песчанистостью 30–40%) являются нижним элементом карахской свиты (комковато-песчаниковая свита Э.Ш. Шихалибейли и нижняя часть песчано-сидеритовой свиты). Верхняя часть песчано-сидеритовой свиты Э.Ш. Шихалибейли является средним элементом карахской свиты. Горизонт аташкаинских песчаников может быть рассмотрен как верхний стратиграфический элемент карахской свиты (см. фиг. 2). При таком сопоставлении границы подсвит не являются адекватными, хотя более или менее их одновозрастность подтверждается находками аммонитов в этих слоях.

Трудно сопоставляется карахская свита западной части южного склона с одновозрастными отложениями Самурского и Курушского районов. В Закатало-Кахских районах карахская свита за счет выпадения из разреза комковато-песчаниковой свиты и аташкаинских песчаников имеет целиком однотипный алевролито-глинистый состав. Свита в верховьях р. Курмухчай обладает ясно выраженным двухчленным строением, представляющим собой крупный макроритм. Нижняя часть карахской свиты в этом районе имеет песчано-глинистый состав, а верхняя сложена глинистыми сланцами с включениями сидеритовых конкреций и редкими прослоями алевролитов.

Мощность карахской свиты от северо-востока Дагестана в северо-западном и юго-западном направлениях закономерно изменяется (табл. 1). Ориентировочная мощность свиты у хр. Салатау 700–800 м, в бассейнах рек Кара-Койсу — 2120 м, Аварское Койсу — 1600 м, Андийское Койсу — 960 м и в бассейне р. Шаро-Аргун составляет всего 600 м. Наибольшая мощность зарегистрирована на хр. Сурфунъял и, по данным В.Т. Фролова (1965), оценивается в 3000 и 3500 м. В Южном Дагестане вскрытая мощность карахской свиты в бассейне р. Чирахчай составляет 1800–2000 м, а в районе горы Гетенкиль увеличивается до 2200–2500 м. В направлении Главного и Бокового хребтов, в Курушском районе и в бассейне р. Ахтычай мощность комплекса составляет 1200–1500 м (Ростовцев, 1948; Шихалибейли, 1956). Мощность карахской свиты в западной части южного склона нами оценивается также в пределах 1200–1500 м (верховья р. Курмухчай).

Переходы между свитой Ири, карахской и хивской свитами повсеместно являются постепенными, без стратиграфических перерывов и размывов. Нижняя граница карахской свиты по всей территории Вос-

точного и Юго-Восточного Кавказа имеет естественный характер, по крайней мере в тех районах, где подошва комплекса вскрыта денудацией. Этого нельзя сказать для верхней границы свиты, которая имеет естественный облик в Южном и Центральном Дагестане. В Юго-Восточном и Восточном Дагестане верхняя граница рассматриваемого комплекса в результате опесчанивания нижней части хивской свиты проходит в однообразной песчаной толще. То же самое можно сказать о Северо-Западном Дагестане, где верхняя граница карахской свиты проходит в однообразной глинистой и песчано-глинистой толще. Однако в этих районах верхнюю границу данного литостратона все же можно выделить с помощью других критериев, таких, как изменение конкрециеносности, растительных остатков и текстурных признаков песчаников.

Карахская свита из-за паралических условий накопления ее осадков на значительной территории Дагестана плохо охарактеризована аммонитовой фауной. Тем не менее в районах Дагестана и Чечено-Ингушетии, где она представлена в типичной морской фации, карахская свита содержит богатую аммонитовую фауну. В зоне Главного хребта и в западной части южного склона карахскую свиту плохо удается охарактеризовать по остаткам головоногих. По распространенности руководящих аммонитов карахская свита распадается на две части. В бассейнах рек Шаро-Аргун, Андийское Койсу, Аварское Койсу, Казикумухское Койсу, Кара-Самур и хр. Сурфунъял в нижней части свиты установлен довольно пестрый комплекс аммонитов: Grammoceras fluitans Dum., G. moorei Lycett., G. Mastra Quenst., Dumortieria levesquei Orb., D. pseudoradiosa Branco, D. cf. Flexicosta Ernst., D. cf. costula Rein., D. cf. niclesi Ben., Pseudolioceras beyrichi Schl., Leioceras opalinum Rein., hammatoceras subinsigne Opp. Эти аммониты обычно встречаются в зонах Dumortieria pseudoradiosa (верхняя часть зоны Lytoceras jurense верхнего тоара) и Leioceras opalinum, что определяет верхнетоар-нижнеааленский возраст нижней половины карахской свиты. Граница подъярусов (биостратонов) проходит в однообразной песчаной или песчано-глинистой толще и очень плохо фиксируется в разрезах (см. фиг. 2, 3, 5).

В верхней части карахской свиты аммонитовая фауна обнаружена почти во всех опорных разрезах Дагестана. В список наиболее распространенных аммонитов входят Leioceras sinon Bayle, L. wilsoni Buckm., L. acutum Quenst., более редкие Leioceras cf. gotzendorfensis Dorn., L. cf. uncinatum Buckm., Ludwigia tolutaria Dum. и в низах разреза встречены Leioceras ex gr. opalinum Rein и Pseudolioceras beyrichi Schl. В самых верхах карахской свиты установлены Ludwigia ex gr. murchisonae Sow., Leioceras wilisoni Buckm., Ludwigia murchisonae Sow., L. tolutaria Dum., Hammatoceras planinsigne Vac. Эти формы, за исключением двух родов, харктеризуют зону Ludwigia murchisonae верхнего аалена.

Таким образом, возраст верхней части карахской свиты по руководящим аммонитам определяется как верхнеааленский. В целом возраст карахской свиты отвечает верхам верхнего тоара, нижнему аалену и нижней половине верхнего аалена (см. фиг. 2, 3, 4).

Хивская свита — J_2^{chw}

Хивскую свиту в Дагестане справедливо можно назвать надугленосной, ибо ее тонкозернистые, сидеритоносные отложения повсеместно согласно перекрывают угленосную толщу.

Этот литостратон, как явствует из литолого-фациальной особенности

слагающих его пород, формировался в период затухания тектонической напряженности и преимущественно декомпенсированного прогибания и расширения границ бассейна седиментации. Поэтому в наших предыдущих работах данное региональное подразделение было именовано трансгрессивным циклом (Султанов, Халифа-заде, 1962, 1963) или трансгрессивной серией (Халифа-заде, 1965). Хивская свита в Дагестане, Чечено-Ингушетии и Азербайджане по сравнению с карахской свитой имеет меньшее распространение. Выходы этого подразделения тесно связаны с выходами карахской свиты и в разрезах взаимно дополняют друг друга.

Хивская свита узкой полосой (200—500 м) протягивается вдоль северо-западного борта Известнякового Дагестана. Более широкое распространение свита приобретает в бассейнах рек Кара-Койсу и Казикумухское Койсу, где и слагает ряд антиклинальных складок третьего и четвертого порядков. В Известняковом Дагестане выходы хивской свиты ограничены ядрами глубоко эрозионных брахиантиклинальных складок. Далее, на юге и юго-востоке Дагестана, отложения этой свиты принимают участие в строении Уллучаринской, Кубачинской, Мугринской, Чулакской, Джафардагской, Кутульской, Самурской, Казардыкамской, Текинданской складок. В зоне Бокового хребта хивская свита в виде изолированных выходов и узких полосок обнажается в подножии гор Шалбуздаг и Шахдаг, в верховьях рек Усухчай, Шахинабадчай и занимает площадь среднего и нижнего течения р. Тагирджалчай. Затем отложения данного регионального подразделения в виде узких полосок, разобщенных выходами карахской и хиналугской свит, протягиваются вдоль южного и северного склонов Главного хребта. На северном склоне свита обнажается южнее с. Маза и протягивается в сторону истоков рек Фийчай, Гдымчай до окрестности с. Хнов, а на южном встречается от меридиана горы Тфан до отрогов вершины Базардюзю. Затем она погружается под более молодые отложения и обнажается снова в полосе между верховьями рек Курмухчай и Мазымчай.

В Азербайджане свита имеет однородное строение и сложена аргиллитами, сланцевыми аргиллитами и глинистыми сланцами буровато-серого цвета с включением сидеритовых, кальцито-сидеритовых конкреций с пиритовыми ядрами и крупных конкреционных линз с коркой тутенштейна. Хивская свита отличается от подстилающих и вышележащих комплексов еще и тем, что она сложена глинистыми породами с относительно повышенной конкрециеносностью (2—3%). В бассейнах рек Курмухчай (у с. Сарыбаш), Катехчай и Белоканчай сланцеватые аргиллиты данного подразделения сильно обогащены микроконкрециями пирита. Поэтому в этих районах эти отложения можно выделить под названием глинисто-пиритовой свиты.

В Дагестане хивская свита вследствие сложных фациально-тектонических условий залегания имеет более сложное неоднородное строение. Так, этот литостратон встречается в сокращенной мощности и относительно в однородном составе с повышенной конкрециеносностью в зоне среднеюрской моноклинали. В бассейне р. Кокмачай свита сохраняет максимальную мощность и однородное строение. Характерно, что в аргиллитах этого района появляются крупные конкреционные линзы и желваки с коркой тутенштейна. Строение свиты в бассейне р. Кокмачай имеет много общего с ее строением в азербайджанской части Большого Кавказа. Южнее с. Уллучара свита приобретает более сложное многоэтажное, многочленное строение. Так, например, в районе с. Уллучара, рек Чирахчай, Рубасчай и Рычалвац, горы Гетенкиль свита обладает трех-

членным строением. Трехчленное строение свиты особенно ярко выражено и фаунистически хорошо охарактеризовано в бассейне р. Чирахчай (Фролов, 1959, 1965). В последнем районе нижняя половина комплекса сложена массивными песчаниками, разобщенными алевролито-глинистыми пачками (хпекская свита Д.В. Дробышева). Эта часть свиты в районе горы Гетенкиль и р. Цмурчай приобретает флишеподобный облик. Средняя часть свиты представлена аргиллитами, которые содержат караваеобразные конкреции (сидеритовая свита Д.В. Дробышева). Верхняя часть подразделения сложена также массивными пластами зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, разобщенных более мощными пачками темно-серых аргиллитов с включениями кальцит-сидеритовых конкреций. В районе горы Гетенкиль и р. Цмурчай толстослоистые массивные песчаники сменяют маломощные песчаники и алевролиты, придающие толще флишеподобный облик. В зоне Самурского антиклинория (за исключением горы Гетенкиль и с. Курах) хивская свита имеет ясно выраженное двучленное строение. Так, например, в районе р. Курахчай, селений Икра, Гоган, Кучун, Филя, Кама-Кучун, Казардикам и Чахчах нижняя часть комплекса сложена сидеритоносными алевролитами, глинистыми сидеритами и реже сидеритоносными песчаниками, которые ритмично чередуются с буровато-серыми аргиллитами. Выше глинистые сидериты заменяют цепочкообразные прослои сферосидеритов. Мощность свиты 250–400 м, конкрециеносность 8–20% (Халифа-заде, Аббасова, 1963). Эту рудоносную толщу мы сопоставляем со слоем 6 по р. Чирахчай или хпекской свитой Д.В. Дробышева (1939). Верхняя часть хивской свиты в Присамурском районе сложена однородной аргиллитовой толщей с включением крупных кальцитовых конкреций. Конкрециеносность толщи низка (1–2%), иногда она содержит прослои и линзы конкреционных конгломератов (район Самурского моста). Верхняя часть хивской свиты имеет наиболее типичный облик в окрестностях селений Чахчах, Гоган, Ахник и частично у с. Икры. На последнем участке самые верхи свиты обогащены алевролитовыми прослоями.

В северном направлении от широты р. Уллучай хивская свита также приобретает двучленное строение, только в ином аспекте. В районах р. Джевус, с. Зарабачи, р. Буганчай, с. Трисанчи, р. Гамриозень, селений Урахи, Бурдеки 2/3 свиты носят песчано-алевролитовой облик. Свита состоит из пакетов песчаных и алевролитовых пластов, содержащих в самых низах прослои углистых сланцев (с. Трисанчи, реки Буганчай и Гамриозень). Верхняя, третья часть комплекса с резким контактом сменяется аргиллитовыми пачками с прослоями алевролитов, которые в с. Трисанчи и р. Гамриозень трансгрессивно перекрываются пачкой зеленовато-серых алевролитов с песчанистыми криноидными известняками хиналугской свиты. Такое двучленное строение хивской свиты, характерное для значительной части Южного и Юго-Восточного Дагестана, вынудило нас выделить более дробные стратиграфические единицы ее, которые были названы подциклами (Султанов, Халифа-заде, 1962) или подсериями (Халифа-заде, 1965, 1968).

Хивская свита в Центральном и Южном Дагестане имеет естественные границы с подстилающей карахской и вышележащей хиналугской свитами. Контакт комплекса определяется по резкому изменению литологического состава отложений и нередко по изменению обогащенности пачек сидеритовыми конкрециями. Исходя из этого нижняя граница подразделения отбивается по кровле песчаных пластов (гепцайские песчаники, Южный Дагестан) или по кровле пакетов массивных песча-

Таблица 1

Распределение мощностей стратиграфических подразделений средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа по обнажениям

Региональное стратиграфическое подразделение	Изученные разрезы				
	Шаро-Аргун	Андийское Койсу	Аварское Койсу	Кара-Койсу	Салатау
Карадагская свита	100	30	80	160	20
Кейванская свита	200	130	170	350	140
Хиналугская свита	290	350	650	620	240
Хивская свита	90	200	220	220	200
Карахская свита	600	960	1600	2120	250
Возраст вышележащего комплекса средней юры	J_3^{kl}	J_3^{kl}	J_3^{kl}	J_3^{kl}	J_3^{kl}

Региональное стратиграфическое подразделение	Изученные разрезы				
	Чирахчай	Цмурчай	Курахчай, Кабир	Курах	Гетенкиль
Карадагская свита	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто
Кейванская свита	То же	200	То же	То же	То же
Хиналугская свита	460	1340	380	260	420
Хивская свита	650	500	670	500	450
Карахская свита	800	380	1000	250	2000
Возраст вышележащего комплекса средней юры	J_3^{kl}	J_3^{t}	J_3^{t}	J_3^{t}	J_3^{t}

ников (с. Уллучара, р. Кара-Койсу). Верхняя граница проводится в основании флишеподобной или песчано-алевролитовой толщи (Южный Дагестан, Присамурский район). В Юго-Восточном Дагестане верхняя граница этого литостратона отбивается четко и кое-где (с. Трисанчи, р. Гамриозень) носит трансгрессивный характер. А нижняя граница неестественная и проходит внутри песчаных отложений. Такой же характер имеют контакты хивской свиты в Северном Дагестане (хр. Салатау и ущелье Бергучи). В Северо-Западном Дагестане (рек Аварское и Андийское Койсу) и далее к западу к р. Шаро-Аргун верхний контакт хивской свиты с хиналугской свитой носит трансгрессивный характер, а нижняя граница ее является неестественной за счет резкого оглинивания верхней подсвиты карахской свиты. Поэтому нижняя граница хивской свиты в этой области проходит в однородной аргиллитовой толще и четко не фиксируется в разрезах. Однако этот контакт можно провести по кровле редких массивных песчаников или по резкому изменению конкрециеносности аргиллитовых пачек (см. фиг. 3 и 5).

В Азербайджане границы хивской свиты носят естественный характер в Шахдагской, Тфанской зонах, на северном склоне Главного хребта, в бассейнах рек Ахтычай и Мазачай. В частности, в Шахдагской и Тфанской

	Изученные разрезы						
	Араканы–Кудутль	Хосрек	Уллучара	Лес, Урари–Кулать	ГамриозеньГерги	Трисанчи	Рубасчай
	160	Размыто	Размыто	300	350	Размыто	Размыто
	200	То же	320	80	300	То же	350
	640	260	630	1400	1250	120	1050
	180	500	280	300	270	500	630
	180	700	1030	Не вскр.	Не вскр.	600	1250
	J_3^{kl}	J_3^{t}	J_3^{t}	J_3^{kl}	K_1^{ct}	K_1^{br}	K_1^{vl}

	Изученные разрезы						
	Ходжакенд, Самур	Тагирджалчай	Рабачай	Джимичай	Кызылчай	Гильгинчай–Гюлех	Атачай
	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто
	То же	То же	200	То же	То же	100	То же
	740	60	720	860	550	180	200
	520	700	500	300	Не вскр.	Не вскр.	Не вскр.
	150	140	550	Не вскр.	То же	То же	То же
	N_3^{ak}	J_3^{km}	J_3^{km}	J_3^{km}	J_3^{km}	J_3^{t}	K_1^{vl}

зонах и в бассейне р. Ахтычай нижняя граница уверенно отбивается по кровле аташкаинских песчаников, а верхняя проводится в основании песчано-сланцевой толщи хиналугской свиты (фиг. 4). Подошва хивской свиты носит неестественный характер в западной части южного склона за счет фациального замещения аташкаинских песчаников алевролито-глинистыми пачками.

Хивская свита незначительную мощность имеет в Северном и Северо-Западном Дагестане за счет срезания верхней части комплекса предбайосской денудацией. Так, например, в бассейнах Андийское Койсу и Шаро-Аргун больше половины этой свиты уничтожено древним размывом. Поэтому мощность данного литостратона по р. Аварское Койсу 220 м, р. Андийское Койсу — 150–200 м и, наконец, по р. Шаро-Аргун — 90 м (табл. 1). В бассейне р. Кокмачай и в Южном Дагестане хивская свита имеет максимальную мощность 500–700 м. Самые оптимальные мощности зарегистрированы в бассейнах рек Чирахчай, Курахчай и Тагирджалчай, территория которых может быть рассмотрена как область максимального накопления осадков данного подразделения. В азербайджанской части Большого Кавказа, несмотря на глинистый состав хивской свиты, формировались умеренные мощности — 500–600 м.

Хивская свита в Дагестане достаточно хорошо охарактеризована аммонитовой, пелиципoдовой и фораминиферовой фауной. В Азербайджане же данный комплекс охарактеризован значительно хуже аммонитами (за исключением Тагирджалчайского разреза) и лучше фораминиферами (см. фиг. 2).

По ассоциации встреченных аммонитов хивскую свиту можно разделить на три части. В нижней части аммонитовая фауна мало отличается от аммонитовой фауны верхней части карахской свиты. Так, например, из этих слоев В.П. Казаковой (1956) в Центральном Дагестане, В.Т. Фроловым (1959) и нами в бассейнах рек Буганчай, Чирахчай, Цмурчай, Курахчай установлены ядра и отпечатки следующих аммонитов: Hammatoceras planninsigne Vac., Leioceras wilsoni Buckm, L. cf. costosum Quenst., Ludwigia tolutaria Dum., Rhaeboceras tortum Buckm., Ludwigia cf. murchisonae Sow. В средней части хивской свиты большинство из указанных форм не встречается. В этом интервале Ludwigia ex gr. murchisonae Sow. встречаются зачастую вместе с Ludwigia bradfordensis Buckm., и Tmetoceras cf. scsum Banecke. В верхней части этой свиты широко распространены Ludwigia concava и близкие к нему формы, выделенные Бакменом. Верхняя часть ее в Дагестане и частично в Северном Азербайджане характеризуется следующим набором аммонитов: Ludwigia concava Sow., L. aperta Buckm., L. decora Buckm., L. decipiens Buckm., L. costa Buckm., L. decora Buckm., L. aperta Buckm., L. discites Waag., L. subtilicostae Krimh. В кровле хивской свиты на контакте с хиналугской свитой были встречены Hyperlioceras discites Waagen и Toxolioceras mundum Buckm., которые характеризуют уже самые низы нижнего байоса.

В Дагестане Т.А. Москаленко (1960) обнаружила в верхней части данной свиты пестрый комплекс фораминифер. Раковины их характеризуются крупными размерами и значительной толщиной стенок. Поверхность многих раковин украшена крупными ребрами. Для этого литостратона характерны также крупные лагениды: Lagena apiculata Reuss., Nodosaria multicostata Both., N. mutabilis Tegq., Dentalina sinemyriensis Terq., Vanginulina proxima Terq., Lenticulina subalatiformis Dain. Примерно из этих слоев Г.К. Касимова (1958, 1959) по р. Тагирджалчай обнаружила обильную микрофауну, в составе которой главное место занимают семейства Lagenidae и Epistominidae. В частности, из Epistominidae ею были встречены Sublamarkella biconvexa sp., Lamarkella antiqua Kapt., L. tairdjalensis sp. n., L. alizadei sp. n. Кроме фораминифер, в хивской свите присутствуют многочисленные створки двустворчатых моллюсков, остракоды. Последние обычно обладают сильно выпуклыми створками с ячеистой наружной поверхностью. Кроме того, встречаются членики стеблей криноидов, остатки голотурий и офиур, которые не имеют стратиграфического значения.

Установленные в хивской свите аммониты встречаются в зонах Ludwigia murchisonae и Ludwigia concava верхнего аалена стандартной шкалы (Аркелл, 1956), что позволяет уверенно определить возраст данного подразделения как верхнеааленский.

Хиналугская свита – J_2^{chnl}

В Северном, в Северо-Западном и в некоторых районах Центрального Дагестана хивскую свиту со стратиграфическим несогласием с базальными конгломератами и криноидными известняками в основании сменяет хиналугская свита. В районах Юго-Восточного Кавказа переходы хивской свиты в хиналугскую постепенные.

Хиналугская свита узкой полосой распространена в северо-западной окраине Известнякового Дагестана. А в самом Известняковом Дагестане выходы ее описаны в присводовой части глубоко размытых коробчатых складок: Салатауской, Варандинской, Кадарской, Араканской, Кудутульской. В Центральном Дагестане хиналугская свита в полном объеме представлена в Гунибском, Чохском и Цудахарском районах. Эти отложения распространены также в северо-восточном крыле Уллучаринской складки в районе с. Уллучара вдоль хр. Лес, у селений Ургана, Урары, Кулаты, Кубачи и Уркарах. В Юго-Восточном Дагестане хиналугская свита обнажается в присводной части Мугринской, Чулакской антиклиналей у селений Нижний и Верхний Мулебки, Герги и Ашагы Яраг. В Южном Дагестане этот комплекс выходит на дневную поверхность по долинам рек Уллучай, Рубасчай, Ханагчай, Чирахчай, Цмурчай, Курахчай, а также у селений Курах, Кочхюр, Гоган, Ходжакенд, Кабир, Чахчах и горы Гетенкиль.

В азербайджанской части Большого Кавказа отложения хиналугской свиты широко распространены в зоне Тфанского и Тенгино-Бешбармакского антиклинориев. На южном слоне эти отложения протягиваются тремя полосками: по присводовым частям антиклинория Главного хребта (горы Малкамуд, Тичанлыбаш) и Друджинского, Вандамского антиклинориев.

В Южном и Юго-Восточном Дагестане значительная часть отложений хиналугской свиты уничтожена предкелловейской, предваланжинской и предкимериджской денудациями. В частности, в бассейнах Уллучая и Буганчая отложения неокома лежат на слоях с Witchellia нижнего байоса. Далее к югу по р. Чирахчай средний келловей перекрывают слои с остатками Garantiana bifurcata (Леонов, 1956), еще дальше, в районе горы Гетенкиль, кимеридж-титонская доломитово-гипсоносная толща трансгрессивно лежит на различных слоях нижнего байоса. В полосе Шахдаг-Кызылгая, Шалбуздага хиналугская свита полностью отсутствует (фиг. 4, 6). В Юго-Восточном Кавказе, в зоне Атачайской, Нардаранской и Бегимдаг-Текчайской складок отложения данного литостратона частично уничтожены предваланжинской денудацией (Халифа-заде, 1966). В далеком северо-восточном крыле антиклинория Бокового хребта, в районе с. Хосрек, горы Ратран, хр. Колох, верхняя часть хиналугской свиты размыта антропогеновыми и современными денудациями, причем кое-где перекрыта древними ледниковыми отложениями.

Отложения хиналугской свиты в значительной части Южного Дагестана и Азербайджана сложены грубозернистыми песчано-авлеролитовыми породами с редкими прослойками и линзами гравелитов и конгломератов. Породы этой свиты лишь в Северо-Западном Дагестане в бассейнах рек Шаро-Аргун и Андийское Койсу, на хр. Лес имеют более тонкозернистый, алевролито-аргиллитовый состав с многочисленными включениями сидерит-кальцитовых конкреций.

На хр. Салатау основание литостратона сложено линзовидными крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями криноидных известняков и гравелитов; выше разрез становится глинистым с редкими прослоями алевролитов с остатками Stephanoceras humphriesianum Sow. Кровля свиты представлена чередованием алевролитов с аргиллитами. Наиболее грубозернистый состав хиналугская свита имеет в районе с. Хиналуг, рек Карачай, Бабачай. Особенно грубозернистым составом этот комплекс обладает в районе гор Малкамуд и Тиканлыбаш зоны Главного хребта. В этих районах мощность гравелитистых песчаников достигает

десятков метров. В области юго-восточного погружения Кавказа в районе селений Гюлех, Угах, Чирах и р. Гильгильчай хиналугская свита целиком сложена глинистыми породами с линзами конкреционных конгломератов. На северном борту Закатало-Ковдагского синклинория в нижнем течении Катехчая и Белоканчая эти отложения представлены темно-серыми глинистыми сланцами и сланцеватыми аргиллитами с редкими включениями сидерит-кальцитовых и пиритовых конкреций. Лишь на небольшом участке отмечаются массивные пласты неслоистых алевролитов с общей мощностью 30 м.

В Центральном Дагестане в районе селений Чох, Гуниб, Цудахар, Кудутль хиналугская свита представлена в полном объеме, фаунистически хорошо охарактеризована и имеет трехчленное строение: нижняя — глинисто-алевролитовая, средняя — алевролито-глинистая и верхняя — песчано-алевролитовая толщи. Литологический состав и мощность этих низших литолого-стратиграфических подразделений свиты резко меняется в северном, северо-западном, южном и юго-восточном направлениях за счет их оглинивания или опесчанивания. В частности, в южном и юго-восточном направлениях от Центрального Дагестана увеличиваются мощность и песчанистость нижней глинисто-алевролитовой толщи, за исключением области с. Урари, хр. Лес, р. Цмурчай, где происходит оглинивание алевролитовых слоев комплекса. В Южном Дагестане глинисто-алевролитовая толща в районе Чирахчая и Цмурчая приобретает алевролито-глинистый характер, а еще южнее, в районах селений Чахчах, Ходжакенд, Кабир, Гоган, Курах и горы Гетенкиль и т.д., трехчленное строение свиты установить не представляется возможным. В Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии за счет фациального замещения песчано-алевролитовых толщ аргиллитами (селения Химой, Ушкала, Гигатлы-Урух) устанавливается трехчленное строение свит с некоторыми вертикальными смещениями границ литолого-стратиграфических подразделений низшего порядка. В Азербайджане, где хиналугская свита имеет стратотипические разрезы (Карачай, Бабачай), она состоит из чередования песчаных и алевролито-глинистых пакетов. Так, в районе с. Хиналуг и р. Бабачай свита состоит из чередования шести песчаных (мощность 30—80 м) и четырех алевролито-глинистых (мощность 50—120 м) пакетов. Как в Центральном и Южном Дагестане (реки Кара-Койсу, Гамриозень, Рубасчай, Чирахчай, Цмурчай, гора Гетенкиль, с. Ходжакенд), так и на Юго-Восточном Кавказе (реки Карачай, Бабачай, селения Гюлех и Угах) на южном склоне гор Малкамуд, Тиканлыбаш внутри верхней песчано-алевролитовой толщи отмечаются горизонты перемыва, внутриформационные и конкреционные конгломераты, что позволяет коррелировать верхнюю часть хиналугской свиты в субмеридиональном направлении на расстояние 300 км. В зоне Тенгинско-Бешбармакского антиклинория песчано-алевролитовые толщи хиналугской свиты полностью замещаются глинами (Халифа-заде, 1966, 1967), и поэтому они были выделены в свое время под названием гильгинчайской свиты (Хаин, 1948) ааленского возраста. Наиболее выраженная фациальная зональность отложений хиналугской свиты наблюдается в восточной части южного склона Большого Кавказа по долинам Калачая, Гамзаличая, Дамирапаранчая, Ах-Охчая, где в верховьях этих рек обнажается песчано-гравелистый комплекс, а в южном направлении в зоне Друджинского антиклинория он приобретает песчано-алевролито-глинистый облик с примесью туфогенного материала. Далее, в зоне Вандамского антиклинория хиналугская свита представлена вулканогенно-осадочными породами (туффиты,

туфопесчаники, туфоконгломераты, диабазовые порфириты и т.д.), которые могут быть рассмотрены как аналоги порфиритовой свиты (байос) Грузии.

Благодаря песчано-алевролитовому составу этот комплекс хорошо выделяется в разрезах средней юры и выдержан на значительной территории Дагестана и Азербайджана. Он имеет естественные границы и четкие контакты с подстилающими и вышележащими отложениями. В Северном, Северо-Западном и Центральном Дагестане нижняя граница свиты трансгрессивная и установлена в основании пластов зеленовато-серых алевролитов и реже мелкозернистых с прослоями и пластами гравелитов, конгломератов и линзами криноидных известняков. Верхняя граница свиты в бассейнах рек Шаро-Аргун, Андийской Койсу и хр. Салатау проходит по кровле алеврито-глинистой пачки, а по р. Аварское Койсу, селениям Кудутль, Гуниб, Чох, Цудахар – по верхней песчано-алевролитовой толще (фиг. 3). В Южном, Юго-Западном и Юго-Восточном Дагестане верхняя и нижняя границы свиты естественные и проходят по основанию и кровле песчано-алевролитовой, алевролито-глинистой и алевролитовой толщ. В азербайджанской части Большого Кавказа в зонах Тфанского, Друджинского антиклинориев хиналугская свита выдержана, ее границы естественны и проходят по основанию и кровле песчано-алевролито-глинистых толщ (хиналугская, джиминская и песчано-сланцевая свиты). В области Тенгинско-Бешбармакского антиклинория нижняя граница свиты не вскрыта денудацией, а верхняя в районе селений Гюлех, Угах и Чирах является неестественной и проходит внутри однообразной глинистой толщи. В окрестностях с. Гюлех за границу свиты мы условно приняли основание второго пласта конкреционного конгломерата. В остальных районах Тенгинской зоны верхняя часть хиналугской свиты срезана предтитонскими и валанжинскими размывами (см. фиг. 4, 6).

Наибольшие мощности хиналугской свиты зарегистрированы в Центральном и Южном Дагестане (см. табл. 1). Резко сокращается мощность ее в Северном и в большей части Центрального Дагестана: в районе селений Гуниб, Чох, Цудахар – 650–700 м, с. Кудутль – 550 м, хр. Салатау – 250 м. В северо-западном направлении свита составляет по долинам рек Аварское Койсу 650 м, Андийское Койсу – 350 м, Шаро-Аргун – 290 м. В локальном Чеченском прогибе мощность хиналугской свиты снова значительна – 1000 м (Мацкевич, 1964; Крымов, 1965).

В азербайджанской части Большого Кавказа мощности хиналугской свиты колеблются в значительных пределах: у с. Хиналуг – 1100 м, р. Карача – 1200 м, р. Бабачай – 720 м, р. Джимичай – 860 м, р. Кызылчай – 550 м, р. Курмухчай – 1000 м, р. Мухахчай – 800 м.

В отложениях хиналугской свиты в Дагестане и кое-где в Азербайджане установлен богатый комплекс аммонитов, пелеципод и фораминифер. Так, в Дагестане в отложениях нижней части хиналугской свиты в бассейнах рек Шаро-Аргун, Аварское Койсу, Андийское Койсу, Кара-Койсу и у селений Араканы, Чирката, Кудутль, Чох, Гуниб, Цудахар, Урари, Кулаты, Нижний Мулебки, Герги, а также по долинам Чирахчая, Рубасчая, Цмурчая, Курахчая и Самура как предыдущими исследователями, так и нами встречены следующие головоногие: Hyperlioceras discites Waag., H. desori Moesch., Ludwigia semilensis S. Buckm., L. decipiens S. Buckm., Toxolioceras mundum Buckm., Toxolioceras walkeri Buckm., Sonninia sowerbyi Mill., S. ex gr. adicra Waag., S., cf. carinodisca Quenst., S. crassispinata Buckm., S. ex gr. arenata Quenst., S. cf. corrugata Sow.,

Witchellia laeviuscula Sow., W. cf. deltafalcata Quenst., W. cf. complanata Buckm., W. cf. propinquans Bayle, W. sayni Haug., W. romani Opp., Otoites golubevi Krimh., O. cf. bronchii Sow., O. sauzei Orb., Callyphylloceras heterophyllides Opp. Кроме перечисленных видов, выше по разрезам свиты встречаются многочисленные виды из родов: Stephanoceras и Dorsetensia: Stephanoceras cf. freicineti Bayle, St. cf. umbilicum Quenst., St. humphriesianum Sow., St. scalare Mascke, St. triplex Sow., St. linquiferum Orb., Dorsetensia liostraca Buckm., которые сопровождают D. tecta Buckm., D. subtecta Buckm., D. complanata Buckm., D. romani Opp. Вместе с ними встречаются Holcophylloceras Krimh., H. zignodianum Orb., Nannolytoceras polychelic и др. Наличие этих форм головоногих дает возможность выделить в нижней части хиналугской свиты всю зону нижнего байоса стандартную шкалу (Аркелл, 1956). В частности, в нижней части описываемого регионального подразделения присутствуют отложения зоны Hyperlioceras discites, Otoites sauzei, Witchellia romani, Sonninia sowerbyi и Stephanoceras humphriesianum. В Центральном и Юго-Восточном Дагестане из верхней песчано-алевролитовой толщи и в Северо-Западном Дагестане из ее аналога — алеврито-глинистой толщи — предыдущими исследователями и нами собрана богатая коллекция аммонитов: Parkinsonia parkinsoni Sow., P. planulata Quenst., P. depressa Wetz., P. radiata Wetz., P. subarietis Wetz., Garantiana cf. dichotoma Wetz., G. bifurcata Zitt., G. longoviensis Strem., G. enobsianum d'Orb., Partschiceras abichi Uhlig. Эти основные руководящие виды сопровождают Phylloceras kudernatschi Hauer., Calliphylloceras dispulabile Ziet., C. kobselense Strem., Thysanolytoceras fasciculatum Sim., Perisphinctes meartinsi Orb., Halcophylloceras mediterraneum Neum., H. zignoi d'Orb., H. ultamontanum Liet. Кроме того, в азербайджанской части Большого Кавказа в последние годы нами совместно с В.Б. Агаевым из верхней части хиналугской свиты собраны Stephanoceras sp., Calliphylloceras cf. disputabile Liet., Pseudomonothis cf. doneziana Boris., Perisphinctes tenuissimus Strem., Lytoceras sp., Partschiceras sp. Собранный богатый комплекс аммонитов в Дагестане и частично в Азербайджане свидетельствует о том, что верхняя часть хиналугской свиты укладывается в зонах Garantiana garantiana и Parkinsonia parkinsoni стандартной шкалы Западной Европы.

В Дагестане в отложениях хиналугской свиты, помимо пелеципод Mytiloides, Inoceramus, Posidonia, Trigonia, Т.А. Москаленко и У.Т. Темирбекова обнаружили много песчаных фораминифер. Ведущую роль в составе выявленного комплекса играют агглютинирующие фораминиферы, которые встречаются постоянно в небольшом количестве. Наиболее характерным для рассматриваемых отложений является вид Hyperammina ramosa Brady, палочковидные раковины которых встречаются повсеместно. Кроме этого, в отложениях данного подразделения Т.А. Москаленко описывает крупные вытянутые остракоды, которые имеют раковину с гладкой поверхностью без скульптурных украшений.

В азербайджанской части Большого Кавказа в отложениях этого литостратона фораминиферы также пользуются родовым и видовым разнообразием. В частности, Г.К. Касимова (1958) по р. Карачай определила Rhisammina indivis Brady, Ammodiscus inceratus d'Orb., Ammobaculites fontinensis (Terq.), Haplophragmoides planus Ant., Paleomiolina occulata Ant., Eoguttulina oolithica (Wisn.), Lenticulina crepidula Ficht. et Moll., Dentalina propinqua Terq. Для аналогичной толщи в бассейне Бабачая,

Карачая Г.К. Касимова приводит следующий список фораминифер: Rhabdammina robusta Brand., Haplophragmoides globigeriniformis (Parker et Jon.), H. pianus Ant., Lenticulina subalata Reuss., Dentalina vasta Franke, Eoguttulina bilocularis (Terq.), Trochammina conica Schl., Turrispirillina amoena Dain, T. trochoides (Bert), Lamarckella epistominoides Kapt.

В алевролито-глинистой толще по р. Дагначай, относящейся к верхней части хиналугской свиты, Н.М. Касимова (1966 г.) определила богатый комплекс фораминифер: Rhizammina indivisa Brady, Ammodiscus tenissimus Cumb., Haplophragmoides Ant., Glomospira gordialis Brady, Trochammina chodzica Ant., Lenticulina semiinvoluta Terq., L. instabilis Terq., L. crepidula Ficht., L. ex gr. quenstedti Cumb., L. stellaria Terq., L. cordiformis Terq., L. subinvoluta Terq., Lenticulina munsteri Reuss., Dentalina jurensis Terq., Dentalina metensia Terq., Dentalina propinqua Terq., Dentalina varians Terq., Marginulina solida Terq.

Для зоны Тенгинско-Бешбармакского антиклинория (с. Гюлех) Н.М. Касимова (1955) приводит богатый список фораминифер, который позволил ей в этом регионе выделить два горизонта с определенной ассоциацией этих организмов. Возраст нижнего горизонта по находкам Lenticulina varians Born. var. volganica Dain, L. instabilis Terq., L. crepidula Ficht. et Moll., Nodosaria nitida Terq. определяется байосским, ибо эти формы имеют распространение в байосских отложениях Русской платформы и Западной Европы. В верхнем горизонте, по мнению Н.М. Касимовой, появляются ребристые Lenticulina.

Сравнение фораминифер верхнего горизонта с фораминиферами Русской платформы позволило ей выделить следующие общие виды: Lenticulina subalatiformis Dain, L. dainae Kass., L. mironovi Dain. В свое время эти виды помогли Я.Г. Даину выделить верхнебайосский подъярус в Донецком краевом прогибе.

Таким образом, хиналугская свита по стратиграфическому положению охватывает весь нижнебайосский подъярус и значительную часть верхнего байоса, и укладывается в пределах зоны Garantiana garantiana и нижней половины — Parkinsonia parkinsoni*. Граница между нижнебайосским и верхнебайосским подъярусами проходит в Центральном и Юго-Восточном Дагестане в верхней части средней алевролито-глинистой толщи, а в Азербайджане — в кровле песчано-сланцевой или джиминской свит.

Кейванская свита — J_2^{kw}

Отложения кейванской свиты связаны с образованиями хиналугской свиты постепенными переходами в тех районах, где эти свиты совместно присутствуют. Породы этого литостратона протягиваются узкой полосой вдоль северо-западного борта Известнякового Дагестана и в Чечено-Ингушетии (реки Чанты-Аргун, с. Ушкала, р. Шаро-Аргун, с. Химой, р. Андийское Койсу, с. Гигатлы-Урух, р. Аварское Койсу, с. Голотль). В Центральном Дагестане данный комплекс обнажается из-под песчано-алевролитовой толщи бата в районах селений Араканы, Кудутль, Гуниб, Чох и Цудахар. В Северном Дагестане выходы кейванской свиты описаны в районе хр. Салатау по ущелью Магометль-Рух и у с. Апши в присводовой части Кадарской складки, а также на крыльях Араканской,

* В наших предыдущих работах (Халифа-заде, 1965, 1967) стратиграфическое положение хиналугской свиты (вторая регрессивная серия) определилось до зоны Garantiana garantiana верхнего байоса.

Кудутльской брахиантиклиналей. В Юго-Восточном Дагестане отложения данного подразделения протягиваются узкой полосой вдоль хр. Лес (селения Урганы, Урары, Кулаты) и в полном объеме представлены в Мугринской складке, у селений Герги, Верхний Мулебки и Серсевик. В Южном Дагестане свита в неполном объеме выходит на дневную поверхность из-под валанжинских образований в бассейнах рек Рубасчай, Ханагчай и Цмурчай. Присутствие отложений этого подразделения установлено также в сводовой части Чулакской складки (Халифа-заде, Эфендиев, 1962), в районе с. Ашагы Яраг, где они срезаны среднекелловейскими отложениями. В остальных частях Южного и Юго-Восточного Дагестана отложения кейванской свиты уничтожены древними размывами мальма и неокома. В азербайджанской части Большого Кавказа отложения этого подразделения имеют широкое распространение в зонах Главного хребта и Тфанского антиклинория и очень мало распространены в зоне Тенгинско-Бешбармакского антиклинория.

Предполагается, что породы кейванской свиты уничтожены предкимериджским срезом в области Кахетино-Вандамского антиклинория. Верхняя часть комплекса глубоко срезана также в зоне Тенгинско-Бешбармакского антиклинория в районе селений Угах, Гюлех, Чирах. Из-за отсутствия резких фациальных переходов по площади и однообразного литологического состава отложений кейванская свита в Дагестане имеет однообразное строение.

По Карачаю, Бабачаю и Курмухчаю в азербайджанской части Большого Кавказа комплекс имеет слабо выраженное двучленное строение. Нижняя часть подразделения носит песчано-алевролито-глинистый характер за счет переслаивания маломощных плитчатых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а верхняя обладает преимущественно глинистым составом. При этом в зависимости от широты расположения разрезов соотношение алевролито-глинистой и глинистой частей не остается постоянным.

Для отложений кейванской свиты характерна фациальная стабильность на значительной площади при сравнительно небольшой ее мощности. Достаточно сказать, что породы этой свиты на территории Дагестана и Чечено-Ингушетии почти не меняют свой литологический* состав и всегда представлены темно-серыми оскольчатыми, реже скорлуповатыми аргиллитами с включениями кальцитовых конкреций и конкреционных линз. В Азербайджане отложения кейванской свиты имеют песчано-глинистый и алевролито-глинистый состав в районах, примыкающих к зоне Главного хребта. В зонах Тенгинско-Бешбармакского антиклинория и Закатало-Ковдагского синклинория, которые расположены относительно дальше от области Главного хребта, породы свиты, как и в Дагестане, носят однообразный глинистый характер. Такая фациальная стабильность свиты позволяет прослеживать и коррелировать ее отложения на большой территории. Поэтому небольшой глинистый комплекс байосско-батских отложений мы выделили в качестве регионально-стратиграфического подразделения первого порядка (Могохские слои Безносова).

Кейванская свита благодаря тонкозернистости и выдержанности литологического состава ее отложений хорошо выделяется в разрезах средней юры и имеет естественные границы. В частности, в Центральном, Северном и Северо-Западном Дагестане и в Чечено-Ингушетии нижняя граница свиты

---

* Если не принимать во внимание изменения по простиранию комплекса морфологии, состава конкреционных включений, органических остатков, карбонатности и т.д.

проходит по кровле песчано-алевролитовой (Центральный, Юго-Восточный и Южный Дагестан, а также зона Тфанского антиклинория) или алеврито-глинистой толщи (Северный и Северо-Западный Дагестан и Чечено-Ингушетия). Исключение составляет лишь область Тенгинско-Бешбармакского антиклинория (селения Угах, Гюлех, Чирах), где нижняя граница свиты является неестественной и проходит внутри однообразной аргиллитовой толщи. Верхняя граница кейванской свиты в Центральном и Юго-Восточном Дагестане является естественной и проходит по подошве верхней песчано-алевролитовой толщи карадагской свиты. Но она с трудом отбивается в бассейне р. Андийское Койсу и в Чечено-Ингушетии в результате резкого фациального замещения вышележащей песчано-алевролитовой толщи аргиллитами. В остальных районах Дагестана и Азербайджана верхняя граница свиты благодаря трансгрессивному контакту с отложениями мальма и неокома определяется надежно.

На значительной части территории Южного Дагестана и Азербайджана верхняя часть кейванской свиты срезана древними размывами мальма и неокома, и это не позволяет четко определить мощность комплекса в указанных районах. По имеющимся в нашем распоряжении данным, области накопления максимальных мощностей свиты охватывают территории Центрального и Юго-Восточного Дагестана (табл. 1). В частности, в районе селений Гуниб, Чох, Араканы и Цудахар мощность свиты составляет 300—350 м, в окрестностях с. Верхний Мулебки — 300 м и в бассейне р. Рубасчай — 320—350 м. От с. Гуниб в северном и северо-западном направлениях мощность отложений кейвинской свиты резко сокращается и составляет на хр. Салатау — 140 м, по рекам Аварское Койсу и Андийское Койсу — соответственно 170 и 130 м.

В Чечено-Ингушетии мощность свиты резко увеличивается, достигая в районе р. Шаро-Аргун 200 м и в районе с. Ушкала — 750 м (Чеченский прогиб; Мацкевич, 1964).

В Южном Дагестане и Азербайджане мощность отложений кейванской свиты колеблется в пределах 150—200 м. В Дагестане в отложениях кейванской свиты предыдущими исследователями и нами собрана богатая коллекция аммонитов, которые позволяют точно датировать стратиграфическое положение и возраст данного регионального подразделения. В частности, нами в окрестностях селений Гуниб, Чох, Кудутль из верхней глинистой толщи собраны Parkinsonia parkinsoni Sow., P. pseudoparkinsoni Wetz., Partschiceras abichi Uhlig. Н.В. Безносов (1958 г.) из этой же толщи в окрестности с. Гуниб приводит следующий список аммонитов: Calliphylloceras disputabile Litt., C. achtalense Redlich., Pseudophylloceras kudernatschi (Hauer), Partschiceras belinskyi Besn., Nannolytoveras subquadratum Besn., Dynolytoceras zhivagoi Besn., Parkinsonia aff. compressa On., Parkinsonia aff. pseudoparkinsonia Wetz., P. cf. depressa On. В мощной глинистой толще верхнего байоса в районе хр. Лес Г.Я. Крымгольц и Н.В. Безносов обнаружили интересный комплекс аммонитов: Parkinsonia pseudoparkinsonia Wetz., P. parkinsoni Sow., P. subarietes Wetz., Callyphylloceras disputabile Litt., C. achtalense Redl., Partschiceras haloricum Hauer., P. belinskyi Besn., Pseudophylloceras kudernatschi (Hauer), Dinolytoceras zhivagoi Besn. Кроме того, в Южном Дагестане в районе с. Ашагы Яраг нами из-под среднекелловейской известняково-глинистой толщи в аргиллитах обнаружены ядра Parkinsonia cf. parkinsoni Sow., P. pseudoparkinsoni Wetz., Dinolytoceras zhivagoi Besn. В бассейне р. Цмурчай в гипсоносных аргиллитах, залегающих под доломитовой толщей валанжина, мы вместе с В.Б. Агаевым встретили Parkinsonia

parkinsoni Sow., P. pseudoparkinsoni Wetz., P. planulata Quenst., P. compressa Quenst. Для верхней части глинистой толщи М.М. Мацкевич (1964 г.) в бассейне р. Андийское Койсу приводит: Parkinsonia parkinconi Sow., P. radiata Bentz., P. cf. depressa Quenst., P. orbigniana Wetz. Д.В. Дробышев (1925 г.) в аргиллитах кейванской свиты у с. Чох встретил Parkinsonia ferrugiana Opp., что дает возможность датировать низы батского яруса.

В Азербайджане, в зоне Тенгинско-Бешбармакского антиклинория, в отложениях кейванской свиты изредка встречаются головоногие. Так, в районе с. Чирах по сборам Г.К. Касимовой В.Б. Агаев (1966) определил Perisphinctes cf. tenuissimus Gross., P. defrancei Orb., тонкоребристый Halcophylloceras sp., Partschiceras sp. и толстостенный Dynolytoceras zhivagoi Besn. В бассейне р. Катехчай в толще сланцевых аргиллитов В.Б. Агаевым были встречены Callyphylloceras cf. disputabile Litt., Callyphylloceras sp.

Образованию кейванской свиты соответствует пышное развитие фораминиферовой фауны на Кавказе, прежде всего ребристых лентикулинид, крупных милиолид, эпстоминид и планктонных фораминифер. Так, например, Н.М. Касимова из глинистой толщи окрестностей селений Угах, Гюлей и р. Кызылчай указывает на представителей Lagenidae, датирующих верхнебайос-батский возраст вмещающих слоев. Из них наиболее характерны для зоны Parkinsonia parkinsoni – Lenticulina aff. subalatiformis Dain, L. communits Kûll. et Zw., L. centraeis Terq. L. mironovi Dain., L. subalata Reuss., L. hoplites Wisn., Eoguttulina bilocularis Mjatliuk. В алевролито-глинистой толще Тенгенской зоны она же обнаружила характерные формы верхнего байоса: Paleomiliollina occulata Ant., Spirophthalmidium caucasum Ant., Epistomina regularis Terq. Ep. tscharagica sp. n., Ep. kaptarenkoi sp. n., Spirillina tcharagica Ant., Planispirillina punctulata.

Богатый комплекс фораминифер обнаружили Т.А. Москаленко (1960), А.М. Магомедов, У.Т. Темирбекова (1978) в верхней глинистой толще Центрального Дагестана и С.Ф. Макарьева (1969) в Северо-Западном Дагестане. При этом состав фораминифер неоднороден в различных частях толщи. В нижней части фораминиферы представлены мелкорослыми лагенидами. Наряду с лагенидами Lenticulina perlucida Ant., L. varians Born., L. instabilis Terq., L. caucasica Ant., L. labensa Ant., Palmula semiinvoluta Terq. большую роль в составе рассматриваемого комплекса играют миллиолиды, в первую очередь Spirophtalmidium balcaricum Orientalis, которого сопровождают Spirophtalmidium cf. clarum Ant., Sp. caucasicum Ant. Отмечается первое появление и распространение Pseudolamarkina caucasica Schn., Epistomina regularis Terq., Lamarckella epistominoides Ep. palmula Ant. Из спириллинид встречается Spirillina lichbergensis Kub., S. involuta Ant. В верхней части аргиллитовой толщи верхнего байоса Т.А. Москаленко описано большое количество планктонных фораминифер Globigerina balachmatova Moroz. sp. n., G. dagestanica Moroz. sp. n., G. avarica Moroz sp. n. Особенно многочисленными являются последние два вида, по наименованию которых автор выделяет самостоятельную биостратиграфическую зону Globigerina dagestanica.

Вышеописанный комплекс аммонитов и частично фораминифер ясно свидетельствует о том, что отложения кейванской свиты укладываются в верхней части зоны Parkinsonia parkinsoni. Однако, по данным Д.В. Дробышева (1925 г.), Н.В. Живаго и Н.В. Безносова (1958), в самых

верхах верхней глинистой толщи Центрального Дагестана наряду с Parkinsonia parkinsoni встречаются и Parkinsonia eimensis и Parkinsonia ferruginea. Кроме того, М.М. Мацкевич (1964) в бассейне р. Андийское Койсу в верхах верхней глинистой толщи обнаружила Stephanoceras (Cadomites) rectilobatum Hauer. Наличие этих форм позволяет утверждать, что самые верхи кейванской свиты (несколько десятков метров) могут быть отнесены к низам батского яруса.

Таким образом, возраст регионального литолого-стратиграфического подразделения кейванской свиты укладывается в верхней части зоны Parkinsonia parkinsoni верхнего байоса с охватом самых низов батского яруса (фиг 2).

Карадагская свита — J_2^{krd}

Отложения этого подразделения в Дагестане и Азербайджане имеют ограниченное распространение вследствие уничтожения их на значительной территории древними денудациями мальма и неокома. Породы карадагской свиты распространены в виде узкой полосы вдоль северо-западного, южного и юго-восточного бортов Известнякового Дагестана, а также в Чечено-Ингушетии. Фаунистически охарактеризованные отложения данного литостратона в Центральном Дагестане трансгрессивно перекрываются массивными известковыми алевролитами и песчаниками с крупными шаровидными известковыми конкрециями и прослоями гравелитов в основании, а также содержащими остатки Macrocephalites macrocephalus Schl. и редко Keplerites calloviensis Sow. (Керимов, 1968).

Выходы карадагской свиты в Чечено-Ингушетии и Северо-Западном Дагестане обнажаются в бассейнах рек Чанты-Аргун (с. Ушкала), Шаро-Аргун (с. Химой), Андийское Койсу (с. Гигатлы-Урух), Аварское Койсу (с. Колотль). В Северном Дагестане свита выходит на дневную поверхность в присводовой части Салатауской и Кадарской брахиантиклиналей (селения Чиркята и Апши).

В Центральном и Юго-Восточном Дагестане выходы карадагской свиты установлены у селений Араканы, Кудутль, Гуниб, Чох, Цудахар, Герги, Верхний Мулебки и хр. Лес. Во всех изученных разрезах Дагестана отложения этого литостратона подстилаются тонкозернистыми породами кейванской свиты и перекрываются грубозернистыми гравелит-песчано-алевролитовыми породами нижнего келловея и лишь в Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии — глинисто-карбонатными породами среднего келловея.

В Северном Азербайджане отложения карадагской свиты, видимо, размыты на значительной части территории предкимериджской и предтитонской денудациями. Однако породы этого подразделения на Юго-Восточном Кавказе должны быть такими же грубозернистыми, как и более древние хиналугские песчаники, поскольку в результате предбатских движений ландшафтно-тектонический план бассейна седиментации полностью перестроился с образованием Главнокавказской суши (Халифа-заде, 1967). Основанием для подобного утверждения служат следующие обстоятельства.

1. Повсеместное отсутствие фаунистически охарактеризованных верхнебатских отложений на Кавказе. Фаунистически установленные И.Д. Церетели (1969) верхнебатские отложения в Южной Осетии, возможно, являются локальными и требуют дальнейшего подтверждения.

2. Отсутствие фаунистически охарактеризованных* нижнебатских отложений в Азербайджане в их ограниченное распространение в Дагестане и Чечено-Ингушетии.

3. Преимущественно грубозернистый песчано-алевролитовый состав нижнебатских отложений по сравнению с подстилающими их верхнебайосскими аргиллитами с остатками Parkinsonia parkinsoni.

4. Наличие эрозионных контактов с байосом и широкое распространение вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в батских отложениях Малого Кавказа (Гасанов, 1968; Шихалибейли, 1965).

5. Возникновение в батский век самостоятельной зоны угленакопления в Грузии (Ткибули и Ткварчели).

Сравнивая разрезы карадагской свиты в Северном Азербайджане и Дагестане, можно с некоторой оговоркой допустить, что в западной части южного склона Большого Кавказа указанное подразделение сохранилось от размыва в полном объеме. Так, например, в бассейне р. Курмухчай на алеврито-глинистой толще кейванской свиты лежит мощный песчано-глинистый комплекс, представляющий собой крупный осадочный ритм. Эти отложения в данном районе перекрываются также предположительно песчано-известково-глинистыми отложениями келловей-оксфорда. Нижняя часть песчано-глинистого комплекса представлена средне- и крупнозернистыми песчаниками с прослоями маломощных сланцеватых аргиллитов. Верхняя часть сложена сланцеватыми аргиллитами с прослоями маломощных алевролитов. Лишь нижнюю часть комплекса мы условно относим к карадагской свите. Остальная глинистая часть разреза, как мы допускаем, относится к верхнему бату или (более вероятно) к келловею—оксфорду. Выявление и изучение органических остатков в этих слоях помогут уточнить наше предположение.

Отложения карадагской свиты в Центральном Дагестане представляют собой грубый флиш с ритмично чередующимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На поверхности песчаников и алевролитов отмечаются волноприбойные знаки, растительный детрит и иероглифы. Песчано-алевролитовые прослои зачастую обладают косоволнистой слоистостью. В Мугринской зоне (селения Герги и Верхний Мулебки) карадагская свита содержит пакеты аргиллитов с включениями кальцитовых конкреций и прослоями алевролитов. В Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии отложения карадагской свиты сложены глинами с включениями кальцитовых конкреций и прослоями алевролитов без признаков ритмичности. В типичных разрезах Центрального Дагестана (селения Чох, Гуниб, Карадаг, Хиндаг) карадагская свита имеет песчано-алевролитовый состав. От этих районов в северо-западном и юго-восточном направлениях она приобретает алевролито-глинистый облик, а в Чечено-Ингушетии алеврито-глинистые отложения полностью замещаются глинистыми породами.

Благодаря тому что отложения этого литостратона были уничтожены на значительной части территории древними денудациями верхней юры, невозможно выявить фациальную зональность карадагской свиты в юго-западном направлении. Предположительно допускаем, что фациальная зональность имеется в отложениях этой свиты в южном склоне Большого Кавказа. Как было отмечено выше, в прилегающих в Главному хребту зонах (бассейны Курмухчая, Мухахчая, а также верховья Белоканчая и

*Имеется в виду охарактеризованность их руководящей аммонитовой фауной.

Катехчая) возможно батские отложения имеют грубозернистый песчаный состав. В южном направлении на южном борту Закатало-Ковдагского синклинория (р. Белоканчай) из-под глинисто-карбонатной толщи (предположительно келловей) обнажается мощная глинистая толща, верхнюю часть которой условно можно отнести к карадагской свите.

Карадагская свита в Центральном и Юго-Восточном Дагестане имеет естественную границу с подстилающими толщами. Благодаря песчанистости комплекса его нижняя граница с подстилающими глинистыми отложениями четкая, в верхняя граница комплекса соответствует эрозионному контакту и начинается с гравелитов и конгломератов. Если эрозионный контакт не устанавливается, тогда верхнюю границу свиты проводим внутри алевролитовой толщи. Верхняя алевролитовая толща келловея отличается от отложений карадагской свиты высокой известковистостью, наличием крупных шаровидных, известковых конкреций и богатой келловейской фауной, что позволяет уверенно провести границу данного подразделения. В районе селений Араканы, Кудутль и в Северо-Западном Дагестане верхняя граница свиты отбивается либо по горизонту базальтовых конгломератов, либо определяется по резкому изменению литологического состава пород среднего келловея.

В Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии нижняя граница карадагской свиты определяется довольно трудно из-за замещения песчано-алевролитовых пород свиты аргиллитами. Поэтому в этих районах карадагская свита литологически почти не отличается от подстилающей глинистой толщи кейванской свиты. Благодаря этому в Чечено-Ингушетии нижняя граница свиты является неестественной и условно проводится внутри аргиллитовой толщи.

Поскольку карадагская свита представлена в полном объеме на небольшой территории, не представляется возможным составить детальную схему изменения ее мощности. По имеющимся данным намечаются три области формирования максимальных мощностей, а именно: район с. Ушкала в Чечено-Ингушетии, где мощность этого подразделения достигает 750 м, область зоны Мугринской антиклинали (селения Гэрги и Верхний Мулебки) в Юго-Восточном Дагестане, Тенгинская зона и юго-восточное погружение Кавказа, где мощность свиты составляет 350–380 м (табл. 1). В остальных районах Дагестана и Азербайджана мощности карадагской свиты значительно меньше, а зона Главного и частично Бокового хребтов относится к области нулевых мощностей.

Отложения карадагской свиты по сравнению с подстилающими и вышележащими толщами слабо охарактеризованы аммонитовой и пелециподовой фауной и даже низшими организмами. В районе с. Цудахар Г.П. Леоновым (1956) в верхней песчано-алевролитовой толще найден аммонит, определенный как Parkisonia murtembergica Opp., а у с. Апши в соответствующей части разреза определен Cosmoceras michal skii Born. Г.Я. Крымгольц (1953) для верхней песчано-алевролитовой толщи разреза у хр. Лес приводит список характерных для нижнего бата аммонитов Pseudocosmoceras michalskii Born., P. cf. masarovichi Mourashkina, Parkinsonia cf. densicosta Schl., Cadomites cf. orbignyi Gross. На северо-восточном крыле Мугринской антиклинали в аргиллитах, обнажающихся из-под доломитовой толщи валанжина, нами обнаружено ядро Parkinsonia cf. wurtembergica Opp.

В отложениях карадагской свиты Т.А. Москаленко и У.Т. Темирбекова около селений Гуниб и Чох описывают следующие виды мелкорослых

фораминифер: Ammodiscus baticus Dain, Proteonina fusiformis Williamsson, Ramulina sp., Dentalina sp., Vaginulina cf. lingulata Raal., Lenticulina lanceolata Schwager., L. tumida Mjatl., L. munsteri (Roem), Lenticulina sp., Marginulina macilenta Terq., Lamarckella opistem minoides Kapt. Г.К. Касимовой в Тенгинской зоне была встречена Paleomiliollina costata Ant. С.Ф. Макарьева (1969) в Андийской зоне из этих отложений выделяет слои с Paleomiliollina micra, где широкое распространение получила Paleomiliolina micra Ant. Встреченные виды обычно представлены малым количеством экземпляров.

Н.Т. Сазонов (1961) на Русской платформе для нижнебатских отложений выделяет две зоны: Pseudocosmoceras michalskii Pseudocosmoceras mazarovichi. Однако, как было отмечено выше, в Дагестане Г.Я. Крымгольцем на хр. Лес эти формы установлены в одних и тех же слоях. Следовательно, присутствие нижнебатских отложений в Дагестане подтверждается нахождением аммонитов Parkinsonia eimensis, Parkinsonia wurtembergica, Pseudocosmoceras michalckii, P. mazarovich. Однако для выделения конкретных фаунистических зон стандартной шкалы Западной Европы или Русской платформы материал далеко не достаточен.

Таким образом, стратиграфическое положение карадагской свиты определяется нижнебатским ярусом (см. рис. 2). Верхнебатские отложения, возможно, размыты предкелловейской денудацией.

СТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Среднеюрские отложения Прикаспийской низменности в стратиграфическом отношении являются весьма трудным и сложным объектом, требующим для изучения применения всех методов регионально-стратиграфических исследований. Трудность их изучения определяется следующими причинами: во-первых, эти отложения залегают глубоко в депрессии и сведения о них можно получить лишь благодаря применению глубокого бурения и промысловой геофизики; во-вторых, среднеюрские отложения в Прикаспийской низменности имеют сложные взаимоотношения с покрывающими их отложениями валанжина и баррема в результате их глубокого среза, выклинивания и стратиграфического несогласия.

В настоящее время среднеюрские отложения Прикаспийской низменности Дагестана вскрыты глубокими скважинами на площадях Миатлы, Талги, Эльдама, Иргартбаш, Изатлы, Селли, Гаша, Сулакского и Губденского тектонических выступов, Балхас-Хунуг Западной антиклинальной зоны и Берекай, Дузлак, Даг. огни, Хошмензил, Рубас Восточной антиклинальной зоны. В Прикаспийской низменности Азербайджана до 1964 г. верхнюю часть среднеюрских отложений вскрыли 35 глубоких скважин на площадях Ялама, Худат, Телаби, Афурджа, Кусары, Кешчай и Бегимдаг-Текчай.

Начиная с 1964 г. в Прикаспийской низменности Азербайджана среднеюрские отложения вскрыты скважинами 13, 14, 15, 16, 17 и 18 площади Ялама соответственно на глубинах 2950, 3150, 3100, 3200, 3210 м, скважинами 5, 6, 7 площади Кешчай на глубинах 962, 1740, 1850 м, скважинами 10, 14, 17 площади Бегимдаг-Текчай на глубинах 3250, 1958 и 2270 м и, наконец, скважиной 830 площади Нардаран, где поверхность средней юры залегает на глубине 450 м. Мощность среднеюрских отложений, вскрытая бурением, составляет на площадях Миатлы 910, Иргартбаш – 2500, Талги – 2350, Эльдама – 1850 м, Даг.огни – 1380, Балхас-

Хунуг – 2110, Ялама – 1100 (скв. 13), Кешчай – 1190 (скв. 7), Беги даг-Текчай – 1670 (скв. 17), Нардаран – 1750 м (скв. 830). Несмотря н проведение большого объема геофизических и буровых работ, вопрс расчленения и корреляции среднеюрских отложений депрессионной част Дагестана и Азербайджана остается слабо изученным и требует своег быстрейшего разрешения.

Расчленением среднеюрских отложений разведочных площаде Прикаспийской низменности Дагестана и Азербайджана занималис И.А. Конюхов (1955), П.Н. Куприн, С.С. Итенберг, С.Э. Мусаев (195; 1958), И.М. Коршенбаум (1968, 1973). Ч.М. Халифа-заде (1972, 1978) В.Б. Агаев (1979), Ф.Г. Шарафутдинов, Е.В. Шалбузова и др.

Первые схемы расчленения юрских отложений разведочных площаде Южного Дагестана были предложены И.А. Конюховым (1956, 1958) и Н.П. Куприным (1959). Эти схемы несомненно, сыграли положитель ную роль в дальнейшем изучении этих отложений в депрессионны зонах Дагестана.

Работа по расчленению и корреляции среднеюрских отложений При каспийской низменности Дагестана и Азербайджана выполнена нами н базе стратиграфо-литологического изучения кернового материала глу боких скважин и обобщения результатов их радиометрических и элект рометрических исследований. Среднеюрские отложения каждой раз ведочной площади депрессии мы расчленили на ряд литолого-стратиграфи ческих подразделений, а затем, прослеживая по реперам на соседних площадях, выяснили их стратиграфическую принадлежность и фациальную изменчивость. На заключительном этапе работы выделенные литолого-стратиграфические подразделения низшего ранга привязывались к региональным подразделениям средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа.

В Прикаспийской низменности установлены четыре типа разрезов среднеюрских отложений, связанные со следующими фациально-тектоническими зонами депрессии (см. рис. 1): зона Дагестанского клина, зона складчатости Южного Дагестана, Яламинская и Кешчайская зоны. Для каждой зоны установлены стратотипические разрезы и корреляция выделенных подразделений с разрезами площадей, а также с региональными подразделениями Восточного Кавказа.

В результате этих работ произведено расчленение среднеюрских отложений Прикаспийской низменности.

Среднеюрские отложения Прикаспийской низменности

Среднеюрские отложения складчатого борта предгорного прогиба фактически являются краевой частью Кавказской геосинклинали или образовались в периферийных частях среднеюрских бассейнов Восточного и Юго-Восточного Кавказа. Однообразный песчано-алевролито-глинистый состав среднеюрских отложений при редком обнаружении в них органических остатков не позволяет применить для их расчленения биостратиграфический метод и выделить подразделения международной шкалы. Поэтому расчленение этих отложений произведено методом регионально-стратиграфических работ.

Перед нами стояла задача на основании комплекса методов литолого-стратиграфических и промыслово-геофизических исследований выделить естественные элементы разрезов среднеюрских отложений в Прикас-

пийской низменности Дагестана и Азербайджана и затем увязать их с близкими опорными разрезами горной части с целью уточнения объема, границ и стратиграфического положения. Региональные подразделения, выделенные нами для горных частей Восточного и Юго-Восточного Кавказа, с некоторым фациальным изменением простираются в депрессии. А это в значительной степени облегчило нашу задачу.

Несмотря на литологическое однообразие среднеюрских отложений в депрессии, они все же расчленяются (вскрытая часть) на четыре литолого-стратиграфических комплекса, характеризующихся определенными литолого-фациальными чертами и строением: 1) песчано-алевролитовая угленосная; 2) песчано-глинистая надугленосная; 3) песчано-алевролито-глинистая и 4) глинистая. После сопоставления их с региональными подразделениями нагорной части с учетом обнаруженных в их слоях остатков макро- и микрофауны мы выяснили, что выделенные подразделения Прикаспийской низменности соответствуют по объему установленным регионально-стратиграфическим единицам Восточного и Юго-Восточного Кавказа и являются их аналогами в депрессии.

Таким образом, среднеюрские отложения Прикаспийской низменности были расчленены на следующие региональные литолого-стратиграфические подразделения (литостратоны): карахская свита, хивская свита, хиналугская свита и кейванская свита. Отложения карадагской свиты в депрессии нигде не сохранились от денудации мальма и неокома. С некоторой осторожностью допускается сохранность от размыва незначительной части карадагской свиты в зоне сулакского выступа (пл. Миатлы).

Карахская свита — J^{kr}_{1-2}

Отложения этой свиты в различной степени вскрыты в локальных структурах Губденского тектонического выступа. На площадях Иргартбаш и Талги (скв. 1 и 2) карахская свита полностью вскрыта глубокими скважинами на глубинах соответственно 3090 и 3300 м. Самые верхи ее установлены также на площадях Дузлак, Даг. огни и Балхас-Хунуг (фиг. 2 и 5). На этих площадях карахская свита сложена крупными пакетами массивных разнозернистых песчаников и алевролитов с прослоями и пропластками каменного угля, углистых сланцев и прожилками зольного витрена (пл. Даг. огни, скв. 45). Песчанистость свиты 80–90%.

На площади Талги и Иргартбаш карахская свита, как и в Центральном и Северо-Западном Дагестане, имеет трехчленное строение. Первый и второй нижние элементы свиты сложены крупными пакетами песчано-алевролитовых пород. Глинистые породы занимают подчиненное место.

Вскрытая мощность карахской свиты в Губденском тектоническом выступе составляет в Талги 1500 м, а в Иргартбаше — 1450 м (табл. 2). Однако истинную мощность ее в этом районе мы оцениваем в порядке 1200–1000 м. Такую же мощность карахская свита предположительно должна иметь и в зоне складчатости Южного Дагестана.

Нижняя граница карахской свиты нигде не вскрыта глубокими скважинами, а верхняя в Губденском тектоническом выступе и в Восточной антиклинальной зоне носит естественный характер. Это противоречит неестественности верхней границы карахской свиты в Мугринской зоне и в других районах Юго-Восточного Дагестана. Указанные районы находятся дальше от области сноса, чем Восточная антиклинальная зона.

Как было отмечено выше, верхняя граница карахаской свиты в этих

районах резко "скользит" по ее разрезам, отчего приходится проводить ее внутри песчаной пачки. Естественно, можно предположить, что "скольжение" границы должно быть более резко выражено в депрессионной зоне. Однако этого мы не наблюдаем. В нашем распоряжении по Губденскому тектоническому выступу имеется фактический материал, датирующий возраст верхней части карахской свиты. Так, примерно из верхней части карахской свиты (слой 3) в кернах скв. 63 Ф.М. Коршгнбаумом были встречены Ludwigia tolutaria Dum., Leioceras godzendorfensis Dorn., L. decipiens Horn., Leioceras sp. В самых низах слоя установлены Leioceras cf. comptum Rein., L. cf. costosum Quenst. Эти палеонтологические данные наряду с литологическими подтверждают естественность верхней границы карахской свиты в Губденском тектоническом выступе.

Хивская (глинисто-сидеритовая) свита — J_2^{chw}

Отложения этой свиты установлены на площади Миатлы Сулакского выступа, Талги, Иргартбаш, Эльдама, Шехебек Губденского тектонического выступа и Западной и Восточной антиклинальных зон (Дузлак, Даг. огни, Булхас-Хунуг), а также в ряде других площадей юго-восточного окончания Кавказа.

Отложения хивской свиты, как и в нагорной части и разведочных площадях Восточной антиклинальной зоны, имеют двучленное строение. Нижняя часть подразделения сложена массивными неизвестковыми песчаниками с прослоями плохоотсортированных аргиллитов и алевролитов (песчанистая толща площадей Дузлак и Даг. огни), а верхняя часть состоит из алевролито-глинистого чередования с прослоями мелкозернистых песчаников. Песчанистость нижней части комплекса 60–70%, а верхней – 30–40%. Хивская свита на площадях Губденского и Сулакского тектонических выступов, благодаря тому что этот участок находится в специфических фациальных условиях седиментации, имеет почти однообразный алевролито-глинистый и глинистый состав и не поддается расчленению на более дробные стратиграфические элементы. В области юго-восточного погружения Большого Кавказа, на площадях Нардаран, Кешчай и Бегимдаг-Текчай отложения хивской свиты представлены толщей сланцеватых аргиллитов с включениями сидеритовых конкреций, реже микроконкреций пирита. Однообразный глинистый состав отложений этого литостратона на данном участке связан с тем, что эта область соответствует осевой линии позднеааленского бассейна. Наиболее грубозернистый песчаный состав отложения этого подразделения имеют в Прикаспийской низменности Южного Дагестана. От этой области к северу и югу песчаные отложения глинисто-сидеритовой свиты сменяются алевролито-глинистыми и глинистыми породами.

Нижняя граница подразделения в Губденском тектоническом выступе и в Восточной антиклинальной зоне носит естественный характер и легко отбивается по электрометрическим и радиометрическим данным скважин. А верхняя граница комплекса также легко определяется как по литологическим признакам, так и по электрометрическим характеристикам разрезов. В Прикаспийской низменности Дагестана верхняя граница хивской свиты проводится по подошве зеленовато-серых массивных песчаников, предположительно являющихся базальным горизонтом байоса. В Азербайджане эта граница условно проводится по основанию нижней песчаной пачки хиналугской свиты, выделенной на площадях Нардаран и Кеш-

Таблица 2

Распределение мощностей региональных стратиграфических подразделений средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа по материалам глубоких скважин

Региональное подразделение	Зона Дагестанского клина				Зона складчатости	
	Миатлы	Талги	Эльдама	Иргартбаш	Берекей	Балхас-Хунуг
Карадагская	50	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто
Кейванская	100	То же	50	То же	60	70
Хиналугская	500		1350	570	730	940
Хивская	260*	850	300	350	Не вскр.	600
Карахская	Не вскр.	1500	250*	1450	То же	500*
Глубина залегания поверхности средней юры	1560	800	550	570	1100	1460
Забой самой глубокой скважины	2560	3729	2500	3090	1920	3810
Возраст вышележащего комплекса средней юры	J_3^{kl}	J_3^{kl}	K_1^{br}	K_1^{br}	K_1^{br}	K_1^{br}

*Неполная мощность литолого-стратиграфического подразделения.

чай под названием песчано-алевролитовой толщи. В Бегимдаг-Текчае верхняя граница условно проводится по основанию массивного песчаника, хорошо выделенного по электрометрическим данным.

Отличительными признаками хивской свиты и ее дробных стратиграфических элементов в Прикаспийской низменности являются:

а) массивные плохоотсортированные и слабосцементированные песчаники с крупной косоволнисто-слоистой текстурой, с включениями и линзами зольного витрена (площади Дузлаг, Даг. огни);

б) обогащенность аргиллитов растительным детритом хорошей сохранности, а также сидеритовыми и пиритовыми конкрециями;

в) возрастание содержания каолинита (до 35%) и микроскопического гелефицированного растительного детрита в аргиллитах.

Мощность хивской свиты на площади Миатлы ориентировочно оценивается в 300 м, в Губденском выступе составляет 500–550 м, а в Южном Дагестане мощность комплекса немного увеличивается (600–650 м). В юго-восточном погружении Кавказа эти отложения полностью нигде не вскрыты. мощность составляет: в Нардаране – 300, Кешчае – 40, Бегимдаг-Текчае – 350 м (табл. 2). Зона Нардарана находится в осевой области верхнеааленского бассейна, и поэтому допускаем, что мощность хивской свиты на этих площадях должна быть оценена в 800–1000 м.

Возраст слоев, относимых к хивской свите, в депрессии определялся в результате корреляции ее отложений по выдержанным литологическим элементам и комплексу признаков с синхронными отложениями нагорной части. Кроме того, в нашем распоряжении имелись палеонтологические данные, хотя и незначительные, которые позволили судить достаточно определенно о стратиграфическом положении данного литостратона. Имеющиеся палеонтологические данные подтверждают одновозрастность выделенного песчано-алевролито-глинистого комплекса с хивской свитой Горного Дагестана. В частности, на площади Дузлак в отложениях хивской свиты на глубине 1655 м обнаружена Ludwigia cf. concava Sow.

Южного Дагестана			Яламинская зона		Текчайская зона		
Дузлак	Даг. огни	Хошмензил	Ялама	Худат	Нардаран	Кешчай	Бегимдаг-Текчай
Размыто	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто	Размыто
20	100	80	320	240	То же	То же	То же
820	1060	330	660*	250*	1210	760	1020
360	320	Не вскр.	Не вскр.	Не вскр.	300*	40*	340*
600*	230*	То же	То же	То же	Не вскр.	Не вскр.	Не вскр.
640	800	780	3140	2480	540	1910	2030
4763	2520	1220	4200	2970	2040	2700	3400
K_1^{br}	K_1^{br}	K_1^{br}	K_1^{vl}	K_1^{vl}	K_1^{vl}	K_1^{vl}	K_1^{vl}

На площади Бегимдаг-Текчай в отложениях нижней глинистой толщи (скв. 10 – глубина 3300 м; скв. 14 – 2200 м) нами определены Mytiloides cf. amygdaloides (Goldf.), M. cf. quenstedti Pcel. и небольшой обломок оборота килеватого аммонита, который предположительно определен В.Б. Агаевым как Ludwigia sp. Ф.М. Коршенбаумом (1968 г.) в кернах скв. 12 площади Карабудахкенд обнаружены Ludwigia uncum Buckm., L. corni Bucrm., Lytoceras polichelicum Bockh. С.М. Халифа-заде (1966) в этих отложениях обнаружила споры папоротников и плуновых Goniopteris sp., Osmunda jurassica, O. papulata, характерных для ааленских отложений. Этот палеонтологический материал свидетельствует о том, что в разведочных площадях Прикаспийской низменности Дагестана и Азербайджана вскрыты отложения зоны Ludwigia concava и Ludvigia murchisonae верхнего аалена, что отвечает стратиграфическому положению хивской свиты.

Хиналугская свита – J_2^{chnl}

Этот комплекс вскрыт глубоким бурением во всех разведочных площадях* Прикаспийской низменности. В депрессионной части Дагестана нижняя часть отложений хиналугской свиты представлена алевролито-аргиллитовым чередованием с несколькими мелкими пачками массивных зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников в верхах. Эту толщу И.А. Конюхов (1956) справедливо назвал свитой "полосчатых алевролитов и глин". На площадях Эльдама, Талги и Иргартбаш хиналугская свита имеет двучленное строение. При этом на площади Эльдама нижняя толща глинистая, а верхняя – алевролито-глинистая, а в Иргартбаше нижняя – алевролито-глинистая, а верхняя – глинистая. По лито-

*Исключение составляют площади Эвузанбаш (Северный Дагестан) и Хачмас (Азербайджан).

логическому составу и строению хиналугская свита Губденского тектонического выступа хорошо сопоставляется с синхронными отложениями хр. Салатау.

В Азербайджане, в Яламинской и Нардаранской зонах, отложения хиналугской свиты также имеют отчетливо выраженное двучленное строение. Это особенно ясно установлено в разрезах площадей Нардаран-Кешчай и Бегимдаг-Текчай, где нижняя часть комплекса представлена преимущественно песчано-алевролитовыми породами, а верхняя целиком сложена сланцевыми аргиллитами. В Восточной антиклинальной зоне нижняя (2/3) часть хиналугской свиты представлена песчано-алевролито-глинистой толщей (свита полосчатых алевролитов и глин И.А. Конюхова), а верхняя, меньшая часть, сложена песчано-алевролитовым слоем, состоящим из чередующихся пакетов песчаников и алевролитов (нижняя песчано-алевролитовая свита И.А. Конюхова).

В Ялама-Худатской зоне, как и в Южном Дагестане, свита состоит из чередования песчано-алевролито-глинистых пород. Более дробные элементы разреза здесь выделить не представляется возможным. В этой зоне песчанистость отложений хиналугской свиты составляет 60–70%. Вскрытую часть хиналугской свиты в Яламинской зоне мы сопоставляем с песчано-алевролитовой толщей (слой 4) Восточной антиклинальной зоны. Однако повышенная песчанистость и большая мощность песчано-алевролитовой части разреза в Яламе обусловлены, видимо, близостью основной суши и наличием древней речной сети в районе Среднекаспийского свода. Следует ожидать, что нижняя, невскрытая часть хиналугской свиты в Яламинской зоне будет иметь более тонкозернистый алевролито-глинистый состав. В связи с этим сопоставление В.Б. Агаевым (1979) песчаных пакетов Яламинской зоны с таковыми Тенгинской зоны вряд ли методически может быть оправдано.

Судя по керновому материалу и электрометрическим характеристикам разреза, на площадях Ялама и Худат песчаники данной свиты мелко-, средне- и крупнозернистые. Мощность пластов достигает 1–2 м. Пласты слабосцементированные, рыхлые. На поверхности их напластования отмечаются иероглифы, редко биоглифы. Песчано-алевролитовые пласты обладают резко выраженной косой, косоволнистой и линзовидной слоистостью. Наиболее грубозернистные породы свиты сосредоточены в Ялама-Худатской зоне. В Нардаране и Кешчае низы хиналугской свиты также представлены двумя пачками линзовидных мелко- и среднезернистых песчаников, которые, видимо, образовались за счет воздымания* и размыва Дибраро-Яшминского палеозойского выступа (Гаджиев, 1965; Халифа-заде, 1968). Об этом свидетельствует прежде всего линзовидный характер песчано-алевролитовой толщи. Так, например, на площади Нардаран верхняя песчаная пачка составляет 120 м, в 20–30 км в юго-восточном направлении на площади Текчай она сокращается до 10 м. Мощность нижней части пачки в этих районах равна соответственно 70 и 5 м.

Общий план фациальной изменчивости хиналугской свиты в Прикаспийской низменности имеет следующую особенность. Как было отмечено, в Яламинской зоне вскрыта верхняя часть свиты, для которой характерно высокое содержание песчаных пород. Мощность песчаных пачек достигает 15–30 м. Верхняя часть свиты в северной части Прикаспийской низменности (Дузлак, Даг. огни, Берикей) также состоит из песчано-алевро-

---

*В результате предбайосских движений.

литовых пород, чередующихся с аргиллитами. А в Эльдаминской площади нижняя часть хиналугской свиты имеет почти целиком глинистый состав (содержание песчано-алевролитовых пород всего 10–15%), верхняя часть значительно песчаная – до 40–50%. В Иргартбаше верхняя часть свиты размыта. Глубина размыва резко сокращается в Талгинском куполе, где двучленное строение хиналугской свиты выражено отчетливо. В южном и юго-восточном направлениях от Яламинской зоны верхняя часть отложений хиналугской свиты представлена целиком однообразной глинистой толщей, за исключением ее низов на площадях Нардаран и Кешчай, которые являются песчано-алевролитовыми. Нижняя граница хиналугской свиты является естественной и регионально прослеживается в Прикаспийской низменности там, где отложения комплекса полностью вскрыты глубоким бурением. Она проводится по основанию нижней песчаной пачки или пласта, отличающегося грубозернистостью и высоким удельным сопротивлением (25–30 Ом). Верхняя граница комплекса является также естественной в Дагестане, а в Азербайджане она естественна лишь в Яламинской зоне. На остальных площадях верхняя граница из-за отсутствия органических остатков и однообразия литологического состава пород в пограничных слоях условно проводится внутри глинистой толщи (Нардаран, Кешчай, Бегимдаг-Текчай).

Полная мощность хиналугской свиты установлена на площадях Талги – 850 м, Эльдама – 1300 м, Дузлак – 820 м и Даг. огни – 1060 м (табл. 2). Истинная мощность свиты в Губденском тектоническом выступе, видимо, не больше 800 м, а в Сулакском выступе (пл. Миатлы) – не более 400 м. На остальных площадях мощность толщи хиналугской свиты нигде не установлена из-за размыва ее верхней части либо из-за того, что нижняя часть не вскрыта (см. табл. 2). Так как отложения хиналугской свиты бедны органическими остатками, возраст их определяется в результате корреляции с фаунистически охарактеризованными отложениями нагорной части. В частности, алевролито-глинистую толщу площадей Талги, Дузлак, Даг. огни, Берикей и Хошмензил мы сопоставляет с тремя литолого-стратиграфическими элементами байос-батских отложений Мугринской антиклинали (разрез с. Герги, слои 3,4 и 5). Другой вариант корреляции в данном случае не может быть эффективен, ибо алевролито-глинистая толща (хиналугская свита) площади Дузлак (слой 5) лежит на алевролито-аргиллит. ых слоях с остатком Ludwigia concava Sow. А выше она во многих местах срезается фаунистически охарактеризованным барремом. Глинистую и алевролито-глинистую толщу площадей Губденского тектонического выступа мы сопоставляем с хиналугской свитой хр. Салатау, поскольку в строениях этих разрезов имеется много общего. Песчано-алевролитовую толщу площадей Ялма-Худат мы коррелируем со слоем 5 разреза Бабачай Тфанской зоны, который имеет идентичное строение и парагенетическую сходность слагающих пород (см. фиг. 4). Гораздо труднее дело обстоит с корреляцией песчано-алевролитовой и глинистой толщ площадей Нардаран и Кешчай. В наших предыдущих работах (Халифа-заде, 1965, 1966) песчаные пачки средней юры площадей Кешчай и Нардаран вслед за В.Е. Хаиным и А.Н. Шардановым (1957) были сопоставлены с аташкаинскими песчаниками зоны Тфанского антиклинория и датированы ааленским возрастом. На такую схему корреляции нас натолкнуло исследование песчаников средней юры, обнажающихся в ядре Атачайской складки по р. Атачай. Эти песчаники мощностью пачки 35 м по некоторым признакам имеют ааленский облик. Они сильно обогащены углефицированным растительным детритом хорошей

сохранности. Между песчаными пластами глинистые прослойки содержат богатый растительный материал и могут быть названы углистыми аргиллитами. В алевролитах мы обнаружили створки пелеципод плохой сохранности (Mytiloides sp.).

В результате указанной корреляции мы пришли к выводу, что в области юго-восточного погружения Кавказа валанжин лежит на размытой поверхности верхнего аалена (Халифа-заде, 1966). Повторный анализ фактического материала заставил нас отказываться от наших прежних взглядов и датировать возраст линзовидной песчано-алевролитовой и глинистой толщ байосским. Эта мысль возникла после того, как примерно из интервала песчано-алевролитовой толщи площади Текчай К.Г. Касимовой были определены остатки фораминифер (скв. 14, глубина 3615 м) Lenticulina cf. subalata Reuss., Epistomina cf. regularis Tepq., Lamarckella sp., Eoguttulina colithica Terq., которые в аалене не встречаются.

В отложениях хиналугской свиты Прикаспийской низменности Азербайджана и Дагестана (Иргартбаш, Ялама, Дуздак, Афурджа и Текчай) встречены также скудные палеонтологические остатки. В частности, в Дузлаке в интервале 1295—1299 м в алевролитах нами собраны M. griphoides G. Inoceramus sp., M. amygdaloides Pcel. Witchellia sp. В Эльдама-Иргартбашском выступе Л.Ф. Лиманская в кернах скв. 47 обнаружила споры и пыльцу байосского облика. Среди спор преимущество принадлежит родам Goniopteris, Licopodium и Selaginella. В Яламе на глубине 3650 м в алевролитах нами обнаружены пиритизированные створки Mytiloides sp. и Pecten sp. В Текчае (скв. 10, глубина 3750 м) встречены Variammusium personatum Ziet., Astarte cf. minima Phill.; в Нардаране — Mytiloides amygdaloides Pcell., Trigonia sp. На площади Афурджа из алевролито-глинистой толщи З.В. Кузнецовой обнаружены фораминиферы: Lenticulina polymorpha Terq., L. aff. flagellum Terq., L. cf. hybrida Terq., L. ovalis Reuss. Planularia cf. cordiformis, Frondicularia dentalinaformis Terq., Epistomina aff. bilobata Terq., E. cf. nuda Terq., Polymorphina bilocularis Terq., Nodosaria fontinensis Terq., Margulina cf. contrasta Terq.

В керновом материале скв. 2 Балхас-Хунуг (интервал 1804—1807 и 2220—2225 м) Л.Ф. Сивцова выделила характерные для байосских отложений спорово-пыльцевые комплексы, в которых споры плауновых и папоротников преобладают над пыльцами голосеменных.

Среди спор доминирует характерный юрский папоротник Goniopteris sp. (до 50%). Постоянно присутствуют споры байосского плауна Selagenella glassopteria obavata.

Отмеченные фаунистические находки дают возможность датировать возраст вмещающих их слоев как нижне- и верхнебайосский и подтверждают стратиграфическое положение хиналугской свиты, установленное для горной части Восточного и Юго-Восточного Кавказа.

Кейванская свита — J_2^{kw}

Этот комплекс уверенно выделяется в Яламинской зоне как по литологическим, так и по электрометрическим данным глубоких скважин. В восточной антиклинальной зоне Дагестана небольшую глинистую толщу (репера X и XI), залегающую на песчано-алевролитовом комплексе хиналугской свиты и выше и срезающуюся карбонатно-терригенным комплексом баррема, мы отнесли также к кейванской свите (фиг. 5). В Яламинской зоне кейванская свита имеет алевролито-глинистый состав с редкими включениями мелких карбонатных конкреций. В Южном Да-

гестане сохранившаяся от размыва часть кейванской свиты сложена лишь аргиллитами. Такой же характер имеет свита на площадях Балхас-Хунуг и Эльдама.

Отложения кейванской свиты с севера на юг в пределах Прикаспийской низменности подтверждены некоторой фациальной изменчивостью. Как было отмечено выше, в Дагестане кейванская свита имеет однообразный глинистый состав, а на площадях Ялама и Худат сложена аргиллитами с прослоями маломощных алевролитов. В связи с ростом глубины предбаремского среза можно предполагать, что в южном направлении на площади Хачмас алевролитовые прослои должны выпадать из разреза свиты. Однако глубокое залегание средней юры в Хачмасе и Телаби-Кызылбурунской складчатой зоне не позволяет проследить фациальную зональность свиты в этом районе, а в Нардаране и Кешчае отложения кейванской свиты полностью размыты.

Нижняя граница свиты в Яламинской и Дузлакской зонах, а также в Губденском выступе является естественной и отбивается по кровле подстилающей песчано-алевролитовой толщи, а верхняя граница соответствует эрозионному контакту и резкому изменению литологического состава пород в пограничных слоях.

Вскрытая мощность кейванской свиты на площади Ялама составляет 320 м, в Худате — 240 м. Уменьшение мощности свиты в Худате связано с размывом ее верхней части. В далеком северо-восточном крыле Яламинской складки (скв. 14) кейванская свита также глубоко срезана барремскими отложениями (область древнего свода). На площадях Южного Дагестана от размыва сохранилась лишь небольшая часть кейванской свиты (табл. 2).

Правильность сопоставления алевролито-глинистой и глинистой толщ, залегающих на хиналугской свите в Прикаспийской низменности, с кейванской свитой горной части подтверждается в некоторой степени остатками фораминифер, обнаруженных в этих отложениях З.В. Кузнецовой и Н.М. Касимовой. В частности, Н.М. Касимова из алевролито-глинистой толщи площади Ялама определила Spiroplectammina biformis Park et Jon., Nodosaria aculina Terq., Marginulina minuta Terq., Eoguttulina nigara N. Kas., Margulina contracta Terq. З.В. Кузнецова примерно из этой толщи Афурджа приводит следующие фораминиферы: Lenticulina semiinuoluta Terq., L. faliacea Schw., L. centrogyrata Terq., Epistomina ex gr. semior nata Schw., E. conica Terq., Halcopalmula ceminvoluta Terq., Dentalina jurensis Terq., D. propingua Terq., Lagena vulgaris Will., L. laevis Mont., Globulina oolitica Terq. (L. Laevis Mont., Globulina oolitica Terq.). Большинство отмеченных видов Lagenidae, Epistominidae и Eoguttulinidae встречается в зоне Parkinsonia parkinsoni Дагестана и Северо-Западного Кавказа, что датирует верхнебайосский возраст вмещающих их слоев.

Келловейские отложения — $J_3^{kl_{1-3}}$

Для полноты сведений о стратиграфии средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа необходимо осветить строение и условия залегания покрывающих ее келловейских отложений, которые нами специально были изучены совместно с О.А. Керимовым во многих районах Дагестана. Этот комплекс имеет значительное распространение в Центральном и Северном Дагестане, где он с некоторым угловым и стратиграфическим несогласием лежит на песчано-алевролитовых отложениях карадагской свиты и кое-где даже на более древних отложениях кейванской свиты (Уллучаринская антиклиналь и р. Шаро-Аргун).

Келловейские отложения в полном объеме установлены в районах селений Гуниб, Чох, Цудахар, Хиндаг, Карадаг, Апши и хр. Салатау, р. Биной Яссы. В остальных районах Центрального и Северо-Западного Дагестана нижнекелловейские отложения выпадают из разрезов и более тонкозернистый глинисто-карбонатный комплекс среднего келловея (селения Араканы, Кудутль, Голотль, Гигатли, Урух, Химой, Ушкала и т.д.) залегает на различных слоях батских отложений. В Чечено-Ингушетии колловейские отложения также широко распространены, причем в полном объеме келловей установлен в Андийском и Сунжинском хребтах. В остальных районах глинисто-карбонатный комплекс среднего келловея лежит на глубокоэрозионной поверхности байоса (Сахаров, 1965). В Чечено-Ингушетии и Осетии глубина эрозии настолько растет, что из разрезов целиком выпадают байос-батские отложения и средний келловей залегает на размытой поверхности верхнего аалена (Мацкевич, 1964).

Келловейские отложения нами непосредственно изучены в Северном Дагестане (хр. Салатау, селения Апши, Химой, Гигатлы, Урух, Карата, Голотль), в Центральном и частично Юго-Восточном Дагестане (селения Гуниб, Чох, горы Хиндаг, Карадаг, Гергебиль, Цудахар, хр. Лес у с. Урганы). В Южном Дагестане келловейские отложения описаны нами в двух местах: по р. Чирахчай у с. Сардаркенд и в присводной части Чулакской складки у с. Юхары Яраг.

На Юго-Восточном Кавказе присутствие келловейских отложений Н.Б. Вассоевич (1940) и В.Е. Хаин (1950) допускают лишь в районе горы Дибрар. В остальных районах этой области келловейские отложения уничтожены древними размывами поздней юры и неокома. На южном склоне Большого Кавказа предположительно келловейские породы описаны нами в бассейнах рек Курмухчай и Белоканчай. По Белоканчаю особенно хорошо виден этот разрез по новой дороге, идущей на Филизчайский рудник. В бассейне р. Курмухчай у с. Илису предположительно карадагскую свиту (песчано-глинистые отложения) без признаков стратиграфического и углового несогласия сменяет выше по разрезу глинисто-известковый комплекс, который состоит из темно-серых массивных песчанистых и глинистых известняков, реже сильно известковистых песчаников, последние чередуются со сланцевыми аргиллитами. Соотношение известняков с аргиллитами составляет 2:1 и 1:1. В бассейне р. Белоканчай на мощную глинистую толщу нижней юры налегает известково-песчано-глинистый комплекс, основание которого сложено массивными темно-серыми глинистыми известняками с мощностью пластов 0,8—1,0 м. Затем выше идут известковистые аргиллиты с кальцитовыми конкрециями наподобие среднекелловейской толщи у селения Араканы и Гуниб. Из-за редкой находки фауны трудно установить, какая часть келловея присутствует на южном склоне Большого Кавказа, но по внешним литологическим признакам предположительно келловейские отложения южного склона анологичны среднекелловейским отложениям Чечено-Ингушетии. По данным В.Б. Агаева (1979), рассматриваемый комплекс содержит Kepplerites keppleri Opp., K. Calloviensis Sow., что указывает на его нижнекелловейский возраст.

Песчано-алевролитовая свита — $J_3^{kl_1}$

Как ясно из названия литолого-стратиграфического подразделения, оно сложено грубозернистыми породами: гравелитами, массивными песчаниками и алевролитами. Отложения этой свиты имеют очень ограни-

ченное распространение и установлены в районах селений Гуниб, Чох, Хиндаг Центрального Дагестана и Апши, хр. Салатау Северного Дагестана. В Центральном Дагестане песчано-алевролитовая свита сложена известковистыми массивными алевролитами с включением крупных известковистых шаровидных конкреций. В массивных алевролитах отмечаются знаки иероглифов и включения фоссилизированных стеблей растений. В Северном Дагестане песчано-алевролитовая свита сложена буроватыми железистыми крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов. В песчаниках отмечается крупная разнонаправленная косая слоистость.

В нижнекелловейских отложениях в направлении с севера на юг установлена резко выраженная фациальная зональность, а именно: грубозернистая песчано-гравелитовая толща постепенно сменяется мелкозернистыми песчаниками и алевролитами.

Мощность песчано-алевролитовой свиты составляет: в хр. Салатау — 10 м, с. Апши — 19, с. Гуниб — 50, хр. Лес — 55. В песчано-алевролитовой свите О.А. Керимовым в районе с. Гуниб встречены Mocrocephalites macrocephalus Schl., Kepplerites (Sigaloceras) sf. calloviensie (Sow.), наличие которых дает возможность уверенно датировать возраст вмещающих их слоев как нижнекелловейский.

Алевролито-известково-глинистая свита — $J_3^{kl_2}$

Отложения этой свиты по сравнению с подстилающей ее песчано-алевролитовой толщей пользуются широким развитием в Дагестане и Чечено-Ингушетии. Породы указанной свиты установлены во всех разрезах келловея Южного, Центрального и Северного Дагестана. В Южном Дагестане данная толща келловея изучена у селений Сардаркенд и Юхары Яраг. На первом участке свита литологически представлена известняками и мергелями, содержащими также прослои известковистых зеленовато-серых алевролитов. Разрез среднего келловея у с. Юхары Яраг носит алевролито-глинистый характер, чем сильно отличается от Сардеркендского разреза рассматриваемой свиты. Разрезы свиты в хр. Лес представлены известковыми алевролитами с прослоями известковых темно-серых аргиллитов. Алевролито-известково-глинистая свита у с. Гуниб и Араканы носит глинистый характер, представлена темно-серыми аргиллитами с обильными включениями кальцитовых конкреций (конкреционосность 8—10%).

В аргиллитах нами с О.А. Керимовым и В.Б. Агаевым собрана богатая коллекция аммонитов и пелециповой фауны: Kosmoceras jason Rein., Perisphinetes mosquensis (Fisch.), Perisphinetes sp., Erymnoceras coron. Brug., из пелеципод: Aeguipecten fibrosus Sow., Aeg. fibrosodichotomus Kaz., Aeg. subinaeguicostatus Kaz., Anisocardia laubei Roll., Areomya inaequivalvie Kaz., Ceromya calloviensis Kaz., Coniomya diboides Ag., Lima. В районе с. Цудахар алевролиты заметно обогащаются прослоями известняков. В алевролитах О.А. Керимовым (1968) определены Kosmoceras jason Rein, Reinekia anceps Rein., Aequipecten fibrosus Sow., Ceromya calloviensis Kaz., Pleuromya regularis Pcel. В верхах свиты О.А. Керимовым определены Erymnoceras coronatum Brug., Ceromya, Pheladomya.

Разрез свиты в Северном Дагестане у хр. Салатау носит песчано-алевролитовый характер. Отсутствуют крупнозернистые массивные кварцевые песчаники и гравелиты. Фациальная зональность в среднем келловее

с севера на юг носит унаследованный характер с нижнего келловея. Мощность алевролито-известняково-глинистой свиты меняется следующим образом: хр. Салатау – 58, с. Апши – 15, с. Гуниб – 50, с. Цудахар – 25, хр. Лес – 40 м. В Южном Дагестане мощность свиты у с. Сардаркенд составляет 30 м, у с. Юхары Яраг – 70 м. Присутствие в алевролито-глинистых слоях данной свиты таких руководящих форм, как Kosmoseras jason Rein. и Erymnoceras coronatum Brug., позволяет определить возраст вмещающих слоев как среднекелловейский.

Песчано-известняковая свита – $J_3^{kl_3}$

Песчано-известняковая свита в небольшом объеме установлена во всех разрезах Центрального и Северного Дагестана. В Центральном Дагестане (у селений Гуниб, Чох, Цудахар) нижняя граница комплекса соответствует эрозионному контакту, поэтому легко отбивается и прослеживается в разрезах верхней юры.

В Центральном Дагестане песчано-известковая свита представлена массивными известковыми кварцевыми песчаниками. Верхняя граница комплекса является естественной и соответствует трансгрессивному контакту и резкой смене литологического состава пород с оксфордом. Нижняя граница свиты также естественна и сопровождается резкой сменой литологического состава пород. В разрезах Чечено-Ингушетии и в Дагестане (селения Голотль, Араканы, Сардаркенд и Юхары Яраг, хр. Лес) нижняя граница песчано-известняковой свиты является неестественной из-за однообразия литологического состава пород и отсутствия руководящих форм в пограничных слоях.

В районе с. Цудахар песчано-известняковая свита представлена глинистыми известняками и зеленовато-серыми мергелями, в которых П.А. Казанским, Г.П. Леоновым и Н.В. Живаго, О.А. Керимовым встречены Kosmoseras gemmatum Phill., K. cf. proniae Teiss., Hectiococeras punctatum Stall., Peltoceras athletha Phill., Peltoceras (P.) aculeatum Pries., Ceromya calloviensis Kaz., Modiola plicata Sow., Pleromya regularis Pcel. У с. Гуниб песчано-известняковая свита имеет терригенный состав и представлена массивными известковистыми песчаниками с прослоями сильно известковых алевролитов. Из этой толщи по нашим сборам О.А. Керимов определил: Peltoceras athleta Phill., P. (Parapolteceras) broili Pries., P (P.) acuelatum Pries., Proplanulites cf. subcuneatum Ties., Kosmoseras spinosum Sow., Kosmoseras gemmatum Phill., Kosmoseras cf. proniae Teise. и многочисленные пелециподы из родов Ceromya и Aequipecten. В сводовой части Кадарской антиклинали Северного Дагестана рассматриваемый комплекс имеет грубозернистый известково-песчаный состав и представлен буровато-серыми рыхлыми известковыми песчаниками. Г.П. Леонов и Н.В. Живаго (1961) приводят список амонитов, характерных для этой толщи: Peltoceras athleta Phill., Quenstedticeras sp. Выше их сменяют органогенно-обломочные известняки с темными кремнистыми конкрециями с остатками Cardioceras cf. verterbrata Sow., C. cf. cordatum Sow. и др. Присутствие в отложениях песчано-известняковой свиты остатков таких руководящих амонитов, как Peltoceras athleta Phill., и Quenstedticeras sp. позволяет уверенно датировать верхнекелловейский возраст вмещающих их слоев.

В верхнекелловейских отложениях схема фациальной зональности остается прежней. Так, например, если в Северном Дагестане песчано-известняковая свита сложена известковыми крупнозернистыми песчани

ками, то в Центральном Дагестане их сменяют известковые алевролиты с прослоями известняков. И наконец, в Южном Дагестане разрез верхнего келловея становится глинисто-известковым.

Мощность отложений верхнего келловея с севера на юг меняется следующим образом: хр. Салатау — 45 м, с. Апши — 13 м, с. Гуниб — 18 м, с. Цудахар — 13 м, у хр. Лес видимая мощность составляет 35 м.

Глава 4

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ПОРОД СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ КЛАССОВ ПОРОД

В строении среднеюрских отложений рассматриваемой территории принимают участие следующие литологические классы пород: аргиллиты, глинистые и аспидные сланцы, аргиллитоподобные глины, песчаники и алевролиты, конгломераты и гравелиты, карбонатные породы и карбонатные конкреции, угли и углистые сланцы.

Распределение этих литологических классов пород в пределах отдельных литолого-стратиграфических подразделений средней юры и изученных разрезов дано в таблицах 3—7. Как видно из этих таблиц, среднеюрские отложения Восточного и Юго-Восточного Кавказа на 95—99% слагаются песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами. Участие конгломератов, гравелитов, карбонатных пород, конкреций и углей в строении среднеюрских толщ незначительно (0,1—5—6%).

Конгломераты и гравелиты

Грубообломочные породы в виде вклинивающихся пластов и линз часто встречаются в отложениях карахской и хиналугской свит, а в остальных стратиграфических подразделениях средней юры содержание их меньше 1%.

В отложениях кейванской свиты грубообломочные породы не были встречены. В изученных двадцати разрезах карахской свиты содержание конгломератов и гравелитов варьирует в пределах 0,5—5,0%. Среднее содержание этих пород по карахской свите составляет 2,7% (табл. 3). В хиналугской свите пределы колебания содержания грубообломочных пород еще шире. Так, например, по 38 изученным разрезам хиналугской свиты содержание конгломератов и гравелитов варьирует в интервале 0,1—12,0%. Высокое содержание этих пород установлено в разрезах Салатау, Цмурчай и Малкамуд, а в Прикаспийской низменности — в разрезах площадей Ялама, Худат (табл. 5).

В отложениях карахской свиты грубообломочные породы встречаются в виде линзовидных пластов мощностью 0,2—1,5 м в основании аллювиальных, дельтовых и реже прибрежно-морских песчаников (реки Аварское Койсу, Кара-Койсу, Рубасчай, Ричал-вац, Бец-ор, Хрузантилчай, Чирахчай, селения Трисанчи, Зарабачи). В хиналугской свите конгломераты и гравелиты установлены в основании трансгрессивной серии в виде более мощных (2—5 м) и выдержанных пластов. Грубообломочные породы

Таблица 3

Распределение типов пород в карахской свите

Изученный разрез	Мощность свиты, м	Суммарная мощность типов пород, %					
		Аргиллиты и сланцы	Алевролиты	Песчаники	Конгломераты и гравелиты	Карбонатные породы и конкреции	Угли и углистые сланцы
Шаро-Аргун	600	35,0	23,0	40,0	1,8	0,20	0,1
Андийс::ое Койсу	960	31,0	14,0	52,0	2,3	0,30	0,2
Аварское Койсу	1600	25,0	10,0	60,0	3,0	1,00	0,8
Кара-Койсу	2120	29,0	5,3	59,0	5,0	0,80	1,5
Салатау	250	15,0	10,0	68,0	5,0	0,05	2,0
Араканы-Кудутль	180	10,0	2,0	86,5	0,5	0,05	0,1
Хосрек	700	44,2	40,0	15,0	–	0,80	–
Уллучара	1030	18,4	10,0	67,0	3,0	0,05	1,6
Трисанчи	600	17,0	20,0	60,0	2,0	0,03	0,8
Рубасчай	1250	17,8	15,0	64,0	4,8	0,03	2,2
Цмурчай	380	25,0	10,7	60,0	1,8	0,01	2,5
Чирахчай	1800	21,0	8,5	57,0	2,5	0,01	2,0
Курахчай (с. Кабир)	1000	65,0	10,0	25,0	–	0,05	–
Гетенкиль	2000	53,0	6,2	40,0	–	0,80	–
Ходжакенд	150	72,5	5,0	20,5	–	1,20	–
Тагирджалчай	140	75,0	4,0	21,0	–	0,03	–
Бабачай	550	77,0	20,6	2,0	–	0,40	–
Иргартбаш	1200	25,0	26,0	47,5	1,0	0,01	0,5
Балхас-Хунуг	500*	24,0	16,0	58,0	2,0	–	–
Дузлак	600*	20,0	25,0	52,0	3,0	0,02	0,3
Даг. огни	220*	18,0	25,0	56,0	0,5	0,01	0,5

* Неполная мощность.

встречаются также в мощных глинистых толщах хивской и хиналугской свит в виде линз конкреционных конгломератов, являющихся продуктом размыва ранее накопившихся осадков донными течениями (табл. 4).

По составу грубообломочные породы резко подразделяются на полимиктовые, сложенные аллотигенными обломками материнских пород, и на олигомиктовые, образованные за счет размыва вмещающих их отложений. К первой группе относятся гравелиты и более мелкообломочные конгломераты, представленные обломками кварцитов, сланцев, филлитов, эффузивов, песчаников и алевролитов, которые генетически связаны с песчано-алевролитовыми породами карахской и хиналугской свит. Полимиктовые конгломераты обычно чаще встречаются в отложениях хиналугской свиты (гора Малкамуд, реки Бабачай, Карачай, Цмурчай, Кара-Койсу, с. Трисанчи, хр. Салатау и т.д.).

Вторая группа грубообломочных пород представлена конкреционными

Таблица 4

Распределение типов пород в хивской свите

Изученный разрез	Мощность свиты, м	Суммарная мощность типов пород, %				
		Аргиллиты и сланцы	Алевролиты	Песчаники	Конгломераты и гравелиты	Карбонатные породы и конкреции
Шаро-Аргун	90	57,0	25,0	11,0	1,0	6,0
Андийское Койсу	200	61,0	10,0	25,0	1,8	2,0
Аварское Койсу	220	56,0	9,0	26,5	2,5	6,0
Кара-Койсу	220	53,5	10,0	26,0	0,5	10,0
Салатау	200	35,0	18,0	45,0	0,8	1,2
Араканы-Кудутль	180	59,0	35,0	5,0	–	0,8
Хосрек	500	70,0	25,0	1,0	–	4,0
Уллучара	280	60,0	29,9	10,0	–	0,1
Лес	300	72,0	10,0	15,0	–	3,0
Гамриозень (с. Герги)	270	43,0	19,5	38,0	0,5	0,08
Трисанчи	500	32,7	19,0	45,0	1,0	0,3
Рубасчай	640	47,0	13,4	40,0	1,5	0,08
Цмурчай	500	39,0	25,0	35,0	0,4	0,6
Чирахчай	650	56,0	12,0	30,3	1,2	0,5
Курахчай (с. Кабир)	670	85,0	2,5	10,0	–	2,5
Курах	550	50,0	17,5	30,0	0,5	2,0
Гетенкиль	450	53,5	25,0	20,0	–	1,5
Ходжакенд (Чахчах)	520	69,0	8,0	10,4	0,6	12,0
Тагирджалчай	700	82,0	16,0	–	0,3	1,7
Бабачай	450	83,2	16,0	–	–	0,8
Джимичай	·300	83,0	15,0	–	–	2,0
Белоканчай	340	87,5	12,0	–	–	0,5
Курмухчай	400	74,3	20,0	5,0	–	0,7
Иргартбаш	370	74,5	24,0	1,0	–	0,5
Миатлы	280	60,0	30,0	10,0	–	0,3
Балхас-Хунуг	600	58,0	20,0	21,0	0,5	0,3
Талги	250	65,0	15,0	18,0	1,0	1,0
Дузлак	340	32,0	28,0	39,8	0,1	0,03
Даг. огни	400	35,0	34,1	30,0	0,8	0,01
Нардаран	310	90,0	10,0	–	–	0,01
Кешчай	40	88,0	11,5	–	–	0,5
Текчай	340	80,0	18,5	1,0	–	0,8

конгломератами, состоящими из неокатанных и слабоокатанных обломков карбонатных конкреций и реже – осадочных пород. Олигомиктовые конгломераты встречаются преимущественно в глинистых толщах хивской и хиналугской свит. В отложениях карахской свиты конкреционные конгломераты установлены в зонах Самурского и Тфанского антиклинориев.

Песчаники и алевролиты

Песчаники и алевролиты являются основными структурными элементами (50—60%) отложений карахской, хиналугской и частично карадагской свит (табл. 3, 5, 7). При этом в карахской свите преобладают песчаные породы над алевролитами, а в хиналугской и карадагской свитах

Таблица 5

Распределение типов пород в хиналугской свите

Изученный разрез	Мощность свиты, м	Суммарная мощность типов пород, %				
		Аргиллиты и сланцы	Алевролиты	Песчаники	Конгломераты и гравелиты	Карбонатные породы и конкреции
Шаро-Аргун	290	64,7	28,0	6,5	0,3	0,8
Андийское Койсу	350	60,0	24,0	10,0	–	6,0
Аварское Койсу	650	60,0	23,0	16,0	1,5	0,5
Салатау	240	57,2	10,0	25,0	8,5	0,3
Араканы-Кудутль	620	49,0	35,0	15,0	0,9	0,1
Кара-Койсу	640	56,0	22,0	20,0	1,8	0,15
Уллучара	630	57,0	38,0	5,0	0,1	0,05
Хосрек (р. Кокмачай)	260	52,0	20,0	18,25	0,5	0,25
Гамриозень (Урахи)	1200	44,0	58,0	8,0	–	0,05
Герги	1250	35,0	60,0	3,8	1,2	0,03
Лес	1400	68,0	18,2	11,8	0,5	1,5
Трисанчи	120	35,0	50,0	15,0	–	–
Рубасчай	1050	51,5	40,0	6,0	2,0	0,5
Чирахчай	460	62,0	26,0	10,8	1,2	0,06
Курах	260	29,0	20,5	50,0	0,5	0,01
Цмурчай	1340	58,0	33,0	4,0	3,8	1,2
Кабир (Курахчай)	380	38,0	15,0	45,0	2,0	0,03
Ходжакенд	740	31,0	18,0	49,5	1,5	0,05
г. Гетенкиль	420	55,0	10,0	35,0	0,5	0,6
р. Тагирджалчай	60	67,0	30,0	3,0	0,1	0,06
р. Бабачай	1220	54,0	12,0	32,0	2,0	0,05
р. Джимичай	860	50,0	29,0	20,0	0,2	0,5
с. Гюлех	200	79,7	18,0	–	1,0	1,3
Малкамуд	800	30,0	10,0	48,0	12,0	0,1
Иргартбаш	600	70,0	21,0	8,5	–	0,5
Талги	850	68,0	22,0	10,0	–	–
Миатлы	500	80,0	15,0	5,0	–	–
Балхас-Хунуг	940	48,0	12,0	38,0	2,0	–
Дузлак	820	48,5	25,0	26,0	1,0	0,04
Даг. огни	840	49,1	35,0	15,0	0,9	0,02
Ялама	400	44,4	17,0	38,0	0,6	0,01
Худат	300	35,0	20,0	45,0	0,1	0,01
Нардаран	1160	66,5	10,0	23,0	0,5	0,05
Кешчай	760	75,0	7,0	11,0	–	0,6
Текчай	1020	80,0	15,0	5,0	–	0,8

Таблица 6

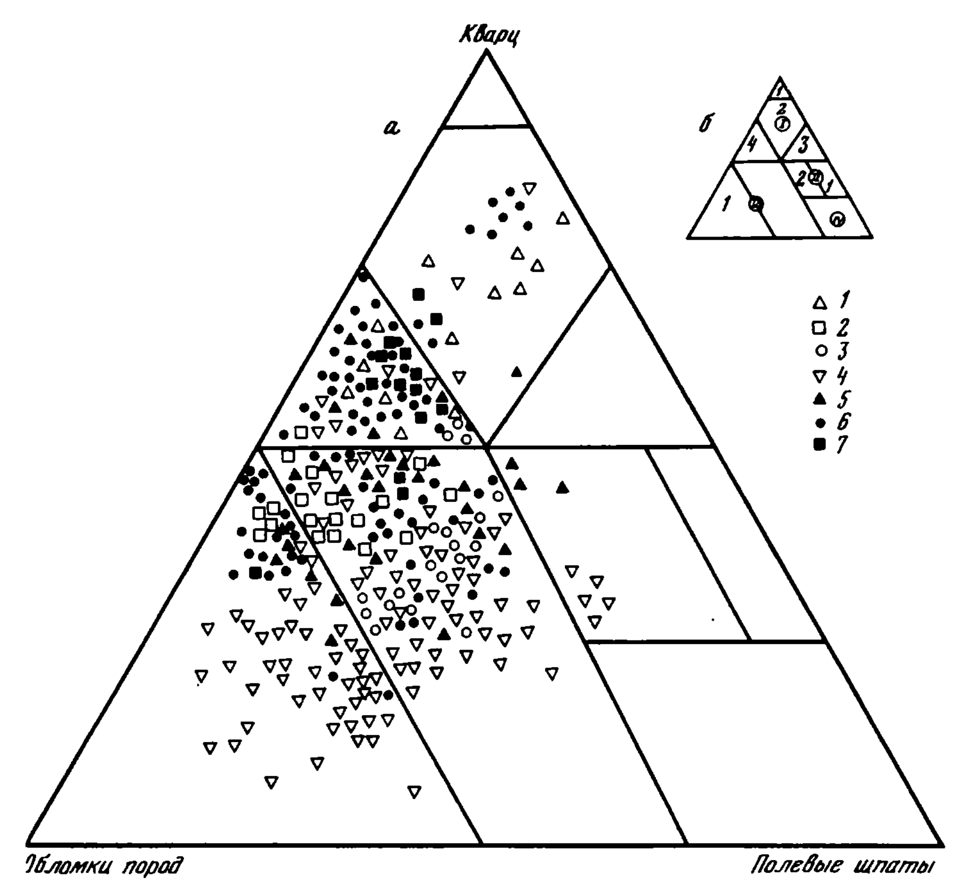
Распределение типов пород в кейванской свите

Изученный разрез	Мощность свиты, м	Суммарная мощность пород, %			
		Аргиллиты и сланцы	Алевролиты	Песчаники	Карбонатные породы и конкреции
Шаро-Аргун	200	80,0	18,0	2,0	0,3
Андийское Койсу	130	87,5	10,0	–	2,5
Аварское Койсу	170	85,0	13,0	–	2,0
Салатау	140	78,8	15,0	6,0	0,2
Араканы-Кудутль	200	87,0	12,0	–	1,0
Кара-Койсу	350	91,0	6,8	–	2,2
Уллучара	320	90,0	9,0	–	1,0
Гамриозень	300	80,0	20,0	–	0,05
Лес	80	93,0	6,0	–	0,9
Рубасчай	350	81,5	18,0	–	0,5
Цмурчай	200	77,4	21,6	–	1,0
Бабачай	200	60,0	37,0	3,0	–
Гюлех	100	88,0	10,0	–	2,0
Угах	80	78,5	20,0	–	1,5
Миатлы	100	80,0	16,0	4,0	–
Дузлак	50	78,0	22,0	–	0,02
Ялама	320	80,0	20,0	–	0,02
Худат	240	72,0	24,0	4,0	0,1

Таблица 7

Распределение типов пород в карадагской свите

Изученный разрез	Мощность свиты, м	Суммарная мощность типов пород, %				
		Аргиллиты и сланцы	Алевролиты	Песчаники	Конгломераты и гравелиты	Карбонатные породы и конкреции
Шаро-Аргун	100	65,0	35,0	–	–	0,10
Андийское Койсу	30	70,0	27,5	2,0	–	0,50
Аварское Койсу	80	57,5	40,0	2,0	–	0,25
Кара-Койсу	160	30,0	65,0	5,0	–	–
Салатау	20	31,0	40,0	29,0	–	0,01
Араканы-Кудутль	160	47,0	50,0	3,0	–	0,03
Лес	300	29,0	60,0	10,0	1,0	0,01
Гамриозень (с. Герги)	350	65,0	31,0	4,0	–	0,05



Фиг. 7. Диаграмма минералогического состава песчано-алевролитовых пород средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа

а — основная диаграмма: *1* — песчаники и алевролиты келловея, *2* — песчаники и алевролиты карадагской свиты, *3* — песчаники кейванской свиты, *4* — песчаники хиналугской свиты, *5* — песчаники хивской свиты, *6* — песчаники карахской свиты, *7* — песчаники верхнего тоара; *б* — классификационные поля диаграммы: I — семейство кварцевых песчаников: *1* — мономинерально-кварцевые песчаники, *2* — олигомиктовые кварцевые песчаники, *3* — аркозово-кварцевые песчаники, *4* — граувакково-кварцевые песчаники; II — семейство аркоз: *1* — собственно аркозы, *2* — граувакковые аркозы; III — семейство граувакк: *1* — собственно граувакки, *2* — полевошпатовые граувакки; IV — пустое поле

алевролитов в 2–3 раза больше песчаников. Так, например, если алевролитовые пласты в карахской свите составляют 11%, то в хиналугской и карадагской свитах их содержание соответственно возрастает до 26 и 29%. Совершенно иное распределение песчано-алевролитовых пород отмечается в хивской и кейванской свитах, отложения которых формировались в условиях ослабления тектонической напряженности бассейна седиментации и поэтому в основном сложены глинистыми породами (табл. 4, 6). Так, если содержание песчаников в хивской свите составляет 17%, то в кейванской свите среднее содержание песчаных пластов уменьшается до 1% (табл. 6).

Таблица 8

Химический состав растворимой части песчано-алевролитовых пород Восточкого и Юго-Восточного Кавказа, %

Разрез	Число образцов	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Al_2O_3	М.н.о	CO_2
				Карадагская свита					
Лес	2	2,505	2,505	2,110	1,125	0,078	2,535	84,230	3,520
Салатау	4	1,880	1,580	23,200	0,840	0,353	1,330	46,840	21,850
Среднее	6	2,192	2,042	12,150	0,987	0,215	1,932	65,530	12,680
				Кейванская свита					
Герги	2	1,730	2,035	3,235	0,780	–	4,670	81,080	5,575
Урари	4	0,960	3,120	5,800	0,180	0,054	3,310	63,540	4,750
Бабачай	3	1,626	1,580	17,890	0,840	0,290	2,880	66,220	15,210
Урахи	4	1,690	1,860	7,390	1,350	0,200	0,280	78,080	9,910
Среднее	13	1,501	2,148	8,578	0,780	0,136	2,280	74,730	8,861
				Хиналугская свита					
Бабачай	3	4,020	4,020	6,600	0,840	0,650	4,300	71,340	10,000
Урахи	4	0,430	2,660	9,500	0,180	0,370	1,340	72,720	10,740
Уллучара	2	0,990	2,330	8,540	2,480	0,288	2,220	73,900	8,460
Араканы	2	1,407	2,980	0,942	0,184	0,040	4,254	84,930	3,220
Цмурчай	2	1,260	1,720	9,160	0,140	0,030	0,930	77,910	8,000
Хосрек	3	0,200	3,590	9,230	2,440	0,270	3,010	68,250	12,880
Кабир	4	1,480	2,720	2,020	0,730	0,040	5,400	87,030	0,443
Трисанчи	4	1,770	1,050	3,000	1,410	–	4,050	84,240	5,250
Среднее	24	1,442	2,630	6,124	1,050	0,213	3,185	77,540	7,374
				Хивская свита					
Трисанчи	6	1,830	1,330	1,990	1,680	–	3,480	86,670	3,170
Цмурчай	3	1,350	2,340	4,100	0,540	0,063	1,100	87,880	2,540
Герги	3	1,610	1,740	4,670	2,490	–	2,590	7,880	6,620
Среднее	10	1,590	1,803	3,580	1,570	0,021	2,390	5,140	4,110
				Карахская свита					
Рубасчай	5	2,380	2,940	11,640	0,830	0,230	1,800	79,300	Нет
Трисанчи	3	1,150	2,220	7,040	1,230	Нет	0,710	88,480	3,190
Цмурчай	1	2,220	1,440	1,850	0,160	0,070	0,730	86,240	3,100
Кара-Койсу	8	0,650	0,310	0,960	0,860	Нет	0,130	94,670	1,190
Аварское Койсу	1	0,889	0,203	0,536	0,091	Нет	0,472	97,180	0,597
Салатау	2	0,190	0,460	1,380	0,600	0,005	0,020	94,650	1,830
Уллучара	6	1,780	1,750	1,380	0,330	0,180	4,050	85,840	2,610
Среднее	26	1,279	1,230	3,540	0,559	0,069	1,010	88,760	1,788

Цвет песчано-алевролитовых пород меняется в зависимости от состава цементирующей массы, наличия растительных остатков и грауваккового материала; преобладает серый, бурый, красновато-бурый цвет, но нередко встречаются белые сахаровидные полосчатые разности. Песчаники и алевролиты хиналугской и кейванской свит благодаря малому содержанию железистых карбонатов в цементе имеют буровато-серые, зеленовато-серые и серые оттенки.

Среди песчаников карахской свиты господствуют мелкозернистые и среднезернистые разности. Крупнозернистые песчаники распространены

Таблица 9

Распределение малых элементов в песчано-алевролитовых породах средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа, %

Район	Число образцов	Mn	Cr	Ni	Co	Ti
			Хиналугская свита			
Джимичай	6	0,0300	0,0100	0,0015	0,0010	0,200
Курмухчай	6	0,2200	0,0078	0,0050	0,0016	0,225
Малкамуд	7	0,0600	0,0076	0,0055	0,0011	0,268
Фильфили	4	0,0900	0,0137	0,0077	0,0015	0,325
Бабачай	11	0,1000	0,0100	0,0040	0,0010	1,000
Курмухчай	5	0,0055	0,0100	0,0015	0,0005	0,250
Белоканчай	13	0,0076	0,0093	0,0027	0,0066	0,097
Атачай	8	0,0500	0,0080	0,0050	0,0010	0,145
Кара-Койсу	11	0,0030	0,0300	0,0010	Нет	2,000
Хосрек	4	0,0100	0,0040	0,0010	0,0020	1,000
Аварское Койсу	8	0,0080	0,0060	0,0010	Нет	0,800
Урахи	5	0,0040	0,0040	0,0010	0,0020	0,800
Цмурчай	13	0,0033	0,0033	0,0010	0,0003	0,700
Среднее	101	0,0487	0,0094	0,0030	0,0015	0,630
			Хивская свита			
Курмухчай	4	Не опр.	0,0080	0,0050	0,0020	0,250
Белоканчай	6	0,0045	0,0045	0,0010	0,0050	0,100
Присамурск	3	0,0023	0,0036	0,0023	Не опр.	0,870
Казардикам	5	0,0024	0,0048	0,0026	То же	0,740
Текиндаг	4	Нет	0,0030	0,0010	То же	0,800
Среднее	22	0,0023	0,0048	0,0024	0,0012	0,550
			Карахская свита			
Кара-Койсу	4	0,0040	0,0035	0,0010	0,0010	0,950
Хосрек	6	0,0100	0,0020	0,0010	Нет	2,000
Салатау	2	0,0010	0,0020	0,0010	0,0010	0,265
Аварское Койсу	4	0,0015	0,0042	0,0010	0,00075	0,700
Андийское Койсу	4	0,0045	0,0055	0,0015	0,0010	0,875
Цмурчай	4	0,0030	0,0040	0,0010	0,0020	0,800
Среднее	24	0,0040	0,0035	0,0011	0,0011	0,930

Примечание. Спорадически встречаются Ge в количестве 0,0001%; Ga – 0,0003–0,003%; Sn – 0,0001–0,001%; Be – 0,0001%; Y – 0,0001–0,003%.

только в среднекарахской подсвите Дагестана и составляют лишь 10—15% разрезов. Последние были встречены также и в отложениях хиналугской свиты, в разрезах хр. Салатау и г. Малкамуд. В остальных районах в строении хиналугской, кейванской и карадагской свит доминируют мелкозернистые песчаники, крупно- и мелкозернистые алевролиты.

Форма зерен песчано-алевролитовых пород угловатая и полуокатанная, реже — окатанная; сортировка зерен зависит от фациального профиля и гидродинамики бассейна седиментации. В аллювиальных, дельтовых и нередко в лагунных песчаниках карахской свиты сортировка умеренная или плохая. Песчаники и алевролиты зоны волнения и течения отсортированы хорошо. Содержание ведущей фракции в них достигает 75—80%. Плохо отсортированные песчано-алевролитовые породы

	V	Pb	Zn	Cu	Sr	Ba	Zr	Mo
				Хиналугская свита				
	0,0100	Нет	Нет	0,0010	Не опр.	0,0100	0,0010	Не опр.
	0,0146	0,0013	0,0016	0,0013	То же	0,0100	0,0010	То же
	0,0191	0,00057	0,0014	0,0030	"	0,0085	0,0010	"
	0,0200	0,0015	0,0025	0,0072	"	0,0100	0,00075	"
	0,0100	0,0010	Нет	0,0010	"	0,0100	0,0020	"
	0,0100	Нет	То же	0,0010	"	0,0100	0,0020	"
	0,0047	То же	0,0037	0,0037	"	Нет	0,0023	"
	0,0150	0,0010	Нет	0,0010	"	0,0075	0,0010	"
	0,0040	0,0080	0,0100	0,0003	0,0080	Нет	0,0010	Нет
	0,0030	0,0040	0,0080	0,0005	0,0300	0,0100	0,0030	"
	0,0040	0,0030	0,0100	0,0003	0,0030	0,0100	0,0080	"
	0,0030	0,0030	0,0200	0,0050	0,0010	0,0030	0,0010	"
	0,0080	0,0090	0,0057	0,0033	0,0087	0,0083	0,0023	0,00003
	0,0096	0,0023	0,0052	0,0023	0,0100	0,0072	0,0022	
				Хивская свита				
	0,0100	0,0005	Нет	0,0010	Не опр.	0,0100	0,0010	Не опр.
	0,0060	Нет	То же	0,0015	То же	Нет	0,0015	То же
	0,0023	0,0067	0,0080	0,0012	0,0023	0,0067	0,0230	0,00003
	0,0018	0,0044	0,0072	0,0049	0,0054	Нет	0,0100	Нет
	0,0080	0,0090	0,0060	0,0020	0,0030	То же	Нет	0,00010
	0,0046	0,0041	0,0042	0,0021	0,0021	0,0033	0,0071	0,00004
				Карахская свита				
	0,00325	0,0035	0,00125	0,0024	0,0110	0,0075	0,0167	Нет
	Нет	Нет	0,0030	0,0001	0,0040	Нет	0,0300	0,00030
	0,0015	0,0075	0,0065	0,00085	0,0090	То же	0,0015	0,00005
	0,0030	0,0030	0,0072	0,0004	0,0040	0,0533	0,0075	0,00005
	0,0035	0,0035	0,0145	0,0005	0,0055	0,00075	0,0057	0,00010
	0,0020	0,0040	0,0100	0,0004	0,0100	0,0100	0,0001	0,00010
	0,0022	0,0036	0,0089	0,00077	0,0072	0,0119	0,0100	0,00010

распространены в хиналугской свите южного склона Большого Кавказа и Тфанско-Самурского антиклинория. Так, например, в мелкозернистых песчаниках и крупнозернистых алевролитах хиналугской свиты южного склона Большого Кавказа содержание ведущей фракции составляет 50–60% при содержании фракций 0,25–0,5 мм или 0,5–1,0 мм – 25–30%. Плохая отсортированность морских песчано-алевролитовых пород, по-видимому, обусловлена близостью источников сноса и наличием в верхней части шельфа течений переменной силы.

В минералогическом составе песчано-алевролитовых пород среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа ведущая роль принадлежит граувакковому материалу среди породообразующих минералов и ассоциации устойчивых минералов среди акцессориев. Содержа-

ние граувакқового материала в стратиграфических подразделениях средней юры колеблется в пределах 30—45%. Поэтому в классификационном треугольнике точки, характеризующие минералогический состав песчано-алевролитовых пород, попали в основном в поля, характеризующие семейства граувакковых песчаников (фиг. 7).

По минералогическому составу песчано-алевролитовые породы средней юры на основе классификации А.Г. Коссовской (1962) были подразделены на следующие типы: собственно граувакковые, полевошпатовые граувакки и граувакково-кварцевые песчаники. В качестве второстепенного компонента в отложениях карахской свиты встречаются олигомиктовые песчаники, а в хиналугской свите южного склона и в хивской свите Юго-Восточного Дагестана — граувакково-аркозовые песчаники.

Для растворимой части морских песчано-алевролитовых пород карадагской, кейванской и хиналугской свит выполнены химические анализы по методу Э.М. Залмазон с целью выяснения химического состава карбонатного цемента и его изменений во времени. Средний химический состав карбонатного цемента песчано-алевролитовых пород по данным 45 анализов приведен в табл. 8. Из этой таблицы вытекает, что от песчаников хиналугской свиты к песчаникам карадагской происходит увеличение среднего содержания кальция от 4,4 до 9,05%; соответственно в песчано-алевролитовых породах уменьшается во времени содержание минерального нерастворимого остатка от 75,5 до 65,5% (табл. 8). Такое распределение кальция в морских песчаниках средней юры обусловлено постепенным потеплением климата на Кавказе от времени образования хиналугской свиты до рубежа келловея. Увеличение кальция в цементе песчано-алевролитовых пород от хиналугской до карадагской свиты сопровождается соответственным изменением количества CO_2 при относительном постоянстве в цементе содержания железа, магния и марганца. Этот факт свидетельствует о том, что состав цемента в песчано-алевролитовых породах в интервале байос—келловей меняется благодаря более усиленному накоплению в нем кальцита, нежели других карбонатных минералов. Такое предположение подтверждает и средний солевой состав карбонатов в цементе песчано-алевролитовых пород указанных стратиграфических подразделений (табл. 8), где содержание $CaCO_3$ в цементе келловейских песчаников составляет 22,0%. Следовательно, выявляется ясная тенденция упрощения химико-минералогического состава карбонатного цемента песчано-алевролитовых пород от раннебайосского до келловейского века.

Таким образом, как видно из сводной табл. 8, карбонатный цемент песчано-алевролитовых пород хиналугской свиты имеет более поликомпонентный состав по сравнению с составом цемента песчано-алевролитовых пород карадагской свиты и келловея. Состав карбонатного цемента песчано-алевролитовых пород кейванской свиты занимает промежуточное положение между песчаниками хиналугской и карадагской свит. В песчано-алевролитовых породах средней юры изучено содержание малых элементов методом полуколичественного спектрального анализа. Среднее содержание их по данным 145 проб дано в табл. 9. Как видно из таблицы, в рассматриваемых породах обнаружено 17 малых элементов: Mn, Cr, Ni, Co, Ti, V, Pb, Zn, Cu, Sr, Mo, Ge, Ga, Sn, Be, Yb, Y. Из них 6 элементов (Ge, Ga, Sn, Be, Yb, Y) встречаются спорадически в количестве 0,0001—0,003%. Большинство выявленных элементов превышает их кларки в песчаниках от нескольких до десятков раз.

Заслуживает внимания изменение титана, циркония и из щелочноземельных элементов — Sr, Ba. Так, например, содержание титана в песчано-алевролитовых породах карахской, хивской и хиналугской свит составляет соответственно 0,93, 0,55, 0,63%, что превышает их кларк в осадочных породах (Виноградов, 1956). Высокое содержание титана в карахской свите связано с повышенным содержанием титанистых минералов, что подтверждается минералогическим анализом состава тяжелой фракции и изучением плоскопараллельных шлифов пород. Относительно высокое содержание циркония в песчано-алевролитовых породах карахской свиты и уменьшение его содержания от карахской к хиналугской свите в значительной степени обусловлено неравномерным распределением минерала этого элемента (циркона) в породах указанных стратиграфических подразделений. Возрастание содержания стронция и бария в песчано-алевролитовых породах карадагской свиты по сравнению с песчано-алевролитовыми породами хиналугской и кейванской свит связано с повышенной карбонатностью первых.

Глинистые породы

Среди глинистых пород по степени метаморфизма встречаются аргиллитоподобные глины, аргиллиты и их сланцеватые разности, глинистые и аспидные сланцы. Глинистые породы составляют 34% карахской, 62% хивской, 50% хиналугской, 80% кейванской и 48% карадагской свит. По содержанию терригенно-карбонатной примеси встречаются песчанистые, алевролитистые, известковые и известково-сидеритовые глины. Примесь терригенного материала в глинистых породах зависит от гидродинамических условий седиментации тонких илов. Глины зоны спокойной седиментации содержат незначительную примесь (1—3%) алевролитового материала. Глины пелагической зоны, озерных и лагунных отложений обладают микрослойчатостью с мощностью слоев 0,05—2 мм. Микрослойчатость обусловлена неравномерным распределением органического вещества, растительных остатков и алевролитовых частиц.

Тонкие фракции глинистых пород сложены гидрослюдой, каолинитом, хлоритом и незначительной примесью смешанослойных минералов монтмориллонит—гидрослюда и хлорит—гидрослюда. Важными составными частями многих глинистых пород являются: пирит, сидерит, кальцит, анкерит, доломит и реже лепидохлорит, глауконит (в единичных колломорфных пластинках). Эти аутигенные минералы встречаются в тонкорассеянном состоянии, а также в виде микроконкреций, шариков и сгустков. Иногда в результате перекристаллизации микроконкреций дисульфидов железа в глинистой массе встречаются крупные кристаллы в виде кубика и октаэдра. Содержание пирита в аргиллитах колеблется от десятых долей процента до 3—5% и лишь редко до 10—15%.

Глинистые породы средней юры образовались в гумидных условиях и относятся к гумидному литогенезу; они сероцветные благодаря присутствию органического вещества. Среднее содержание органического вещества в среднеюрских аргиллитах, по данным Г.И. Тимофеева, Ш.Ф. Мехтиева и по нашим данным (Халифа-заде, Алиев, 1962), составляет 0,9—1,5%. Особенно богаты $C_{орг}$ аргиллиты карахской и хиналугской свит.

По текстурным признакам среди глинистых пород средней юры выделяются аргиллиты массивные и неслоистые, полосчатые, грифелевидные, тонкослоистые, комковатые; последняя разновидность аргиллитов встречается в болотных и лагунных отложениях карахской свиты.

Углистые породы

В настоящее время в карахской свите Дагестана различными исследователями установлено 250 углепроявлений, 42 пласта угля и углистых сланцев, имеющих практическое значение (Халифа-заде, 1966). Кроме того, углепроявление в виде маломощных углистых пачек, содержащих гамму переходов от аргиллитов до малозольных углей, установлено в низах хивской свиты северо-восточных районов Дагестана (селения Трисанчи, Зарабачи, Бурдеки и хр. Салатау). Содержание углистых пород в карахской свите Дагестана колеблется от 0,1 до 2,5%. Высокое содержание углистых пород приурочено к разрезам бассейнов рек Кара-Койсу, Рубасчай, Чирахчай и Цмурчай (см. табл. 3). Среднее содержание углистых пород по карахской свите составляет 0,75%.

Минералогический и химический состав углистых сланцев и углей Дагестана был изучен В.Д. Дробышевым, В.Д. Голубятниковым, А.А. Архангельским и грузинскими геологами. Результаты последних даны в работе М.В. Азмайпарашвили и других грузинских петрографов.

Нами изучен петрографический состав углистых пород Дагестана для выяснения связи германия с петрографическими типами углей. Углистые породы карахской и хивской свит подразделяются на два литологических типа: угли и углистые сланцы, которые по внешним признакам и зольности резко различаются между собой в полевых условиях.

У г л и. В составе углей Дагестана главную роль играют гелефицированные остатки высших наземных растений, которые представлены витреном, ксиловитреном и основной массой. Сравнительно редко встречаются кутиновые элементы и смоляные тельца. Фюзенизированные ткани полностью отсутствуют. Помимо указанных ингредиентов, в углях Дагестана встречается большое количество глинистых частиц, которые оказывают существенное влияние на блеск и качество углей. Угли Дагестана по количеству и составу микрокомпонентов и наличию глинистого вещества подразделяются на следующие петрографические типы: клареновые, блестящие, дюрен клареновые полублестящие и ксиловитреновые полублестящие.

У г л и с т ы е с л а н ц ы. Содержание углистых сланцев по суммарной мощности превышает содержание углей, что является специфической особенностью угленосной толщи Дагестана. Они сопровождают почти каждый угольный пласт, залегая в основании, а нередко внутри и в кровле его. Часто углистые сланцы разобщают угольные пласты или образуют с ними тонкое чередование. Мощность глинистых сланцев достигает 1,5–2 м.

Углистые сланцы имеют черный и коричневый цвет, сланцеватое листовое строение, благодаря чему они легко распадаются на тонкие хрупкие пластинки. В прослоях углистых сланцев нередко отмечаются линзочки (5–10 см) витрена и ксиловитрена. Углистые сланцы под микроскопом состоят из красновато-бурой гумусовой массы и слабо поляризующихся тонких чешуек глинистых минералов. Содержание золы в углистых сланцах колеблется в пределах 40–60%.

Карбонатные породы

Карбонатные породы в строении среднеюрских отложений имеют чрезвычайно подчиненную роль. По условиям залегания и химико-минералогическому составу выделяются седиментационные известняки и более слож-

ные диагенетические карбонатные породы — конкреции. Последние распространены в среднеюрских отложениях более широко и на отдельных участках составляют 20—25% песчано-глинистой толщи (присамурские и присулакские залежи сферосидеритовых руд).

И з в е с т н я к и. Среди известняков выделяются пелитоморфно-хемогенные и органогенные разности. В среднеюрских отложениях сравнительно широко распространены два типа органогенных известняков — митулоидные и криноидные. Последние в основании хиналугской свиты Северного и Северо-Западного Дагестана образуют массивные пласты мощностью 10—20 м. Кроме этого, впервые описаны нами песчаные криноидные известняки в составе хиналугской свиты южного склона Большого Кавказа и зоны Тфанского антиклинория; песчаные криноидные известняки или известковые криноидные песчаники примерно на одном и том же стратиграфическом уровне прослеживаются на расстоянии нескольких сот километров вдоль Главного хребта. Пелитоморфные известняки встречаются редко, обычно имеют небольшую мощность (0,3—0,5 м) и по простиранию быстро вклиниваются. Они описаны в карахской и хивской свитах Южного Дагестана и в зонах Тфанского и Тенгинского антиклинориев. В кейванской свите Центрального Дагестана пелитоморфные известняки часто имеют взаимные переходы с конкреционными линзами.

К о н к р е ц и и. Карбонатные конкреции весьма широко распространены в среднеюрских отложениях Восточного и Юго-Зосточного Кавказа; химико-минералогический состав и морфологическая форма их находятся под стратиграфическим и фациальным контролем вмещающих отложений. Поэтому нами они были использованы при фациальном анализе и корреляции синхронных толщ среднеюрских отложений.

Карбонатные конкреции подразделены на следующие основные минералогические типы: сидерит-магниосидеритовые, анкерит-доломитовые и кальцитовые. В отложениях карахской свиты распространены сидерит-магниосидеритовые, реже кальцитовые и анкеритовые конкреции (см. фиг. 7). В хиналугской и кейванской свитах в основном встречаются кальцитовые конкреции, меньше — анкерит-доломитовые. Крупные скопления карбонатных конкреций отмечены в глинистых толщах свиты Ири по р. Аварское Койсу, в хивской свите в Присамурском районе, по рекам Кара-Койсу, Кокмачай и в низах хиналугской свиты на хр. Салатау. Конкреции развиваются также в песчано-алевролитовых породах карахской свиты. Они не встречались в крупнозернистых и плитчатых песчаниках. Изучение изменения средней конкрециеносности, угленосности и содержания карбонатных минералов в сводном разрезе наглядно показало, что нет определенной связи между составом карбонатных конкреций и конкрециеносностью, а также между угленосностью и конкрециеносностью.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС ПЕСЧАНО-АЛЕВРОЛИТОВЫХ ПОРОД

Песчано-алевролитовые породы независимо от стратиграфического положения в разрезах являются полимиктовыми со значительным содержанием грауваккового материала. Олигомиктовые и реже мономинеральные песчаники установлены лишь в отложениях карахской свиты Северного Дагестана. Отмечаются некоторые различия в петрографическом составе песчано-алевролитовых пород в зависимости от состава материнских пород питающих провинций и климатических условий.

В песчано-алевролитовых породах средней юры установлено 25 аллотигенных и аутигенных минералов. Из них породообразующими являются кварц, ортоклаз, альбит, олигоклаз, обломки осадочных пород, обломки кремнистых пород и кремнистых сланцев, обломки глинистых сланцев, обломки кварцитов, обломки эффузивов, кальцит, сидерит и пирит; из акцессорных минералов отмечены циркон, турмалин, гранат, апатит, рутил, сфен, анатаз, брукит, эпидот, авгит, роговая обманка, дистен, ставролит, барит, лейкоксен, ильменит, магнетит, биотит, мусковит, хлорит. Как было отмечено выше, из последних наибольшее распространение имеют циркон, турмалин, апатит, гранат, рутил, ильменит, мусковит и хлорит; остальные минералы встречаются спорадически.

Среди зерен кварца установлены три генетические модификации: кварц с включением жидкостей, газов, призматических кристаллов турмалина, циркона и слюд (зерна кварца с указанными признаками, как и А.Г. Коссовской, были названы изверженным кварцем); кварц с волнистым погасанием, в котором изредка отмечаются включения кристалликов ставролита, рутила — метаморфическая модификация; угловатые, мутные и полуокатанные зерна кварца без указанных признаков были названы осадочным кварцем.

Некоторые данные о петрографическом составе песчано-алевролитовых пород верхнего тоара

Песчано-алевролитовые породы после глинистых имеют широкое распространение в нижнеюрских отложениях Восточного Кавказа и в зоне Главного хребта. Массивные песчаники были описаны в верховьях

Таблица 10

Минералогический состав песчано-алевролитовых пород нижне-среднеюрских и келловейских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа, %

Минералы	Келловейский ярус				Карадагская свита		
	Салатау	Кара-Койсу	Чирахчай	Ашагы Яраг	Кара-Койсу	Лес, Урари	Салатау
Кварц	79,0	30,0	50,0	49,0	39,5	40,0	39,0
Ортоклаз-микроклин	13,0	15 0	12,0	15,0	11,0	15,0	18,0
Альбит-олигоклаз	—	1,0	3,0	2,0	1,0	1,0	3,0
Обломки осадочных пород	3,0	37,0	20,0	17,0	80,0	29,0	24,0
Обломки кремнистых пород и кремнистых сланцев	4,0	16,0	15,0	13,0	18,0	13,0	15,0
Обломки глинистых сланцев	—	1,0	—	—	—	—	1,0
Обломки эффузивов	—	—	—	—	—	—	
Обломки кварцитов	1,0	1,0	1,0	2,0	—	1,0	1,0
Акцессорные минералы	—	—	—	1,0	1,0	1,0	1,0

рек Кара-Койсу и Аварское Койсу, где мощность отдельных пластов достигает 3–5 м; эти песчаники средне- и мелкозернистые, полимиктовые, с высоким содержанием кварца, с кальцит-сидеритовым и кремнисто-гидрослюдистым цементом. Более обстоятельно песчано-алевролитовые породы верхнего тоара были изучены в зоне Главного хребта по разрезам Мазачая, Мулларчая, Самура, Куркала и Рутула. Здесь в строении верхнего тоара принимают участие маломощные мелкозернистые песчаники и алевролиты с волнистослоистостью, мульдообразной и перекрестной слоистостью. Иногда мелкозернистые песчаники и алевролиты, сгущаясь в разрезах, образуют флишеподобные пачки. По минералогическому составу эти породы полимиктовые, в их составе доминирует кварц и граувакковый материал. В песчаниках и алевролитах зоны Главного хребта содержание кварца колеблется в пределах 40–60% (табл. 10). В большинстве проб больше половины зерен кварца имеют волнистое погасание и относятся к метаморфической модификации. Обломки пород в основном представлены обломками осадочных и кремнистых пород, кремнистых сланцев, реже встречаются обломки кварцитов (2–4%). Обломки эффузивов не установлены. Для песчано-алевролитовых пород верхнего тоара характерно чрезвычайно низкое содержание плагиоклазов, представленных альбитом и олигоклазом. Содержание ортоклаза также незначительное. Среди кислых плагиоклазов встречаются как свежие, так и сильно разрушенные зерна.

Песчано-алевролитовые породы верхнего тоара зоны Главного хребта принадлежат к граувакково-кварцевым разностям и реже – к собственно грауваккам; акцессорные минералы этих пород характеризуются устойчивой ассоциацией, в которой ведущую роль играют мусковит и хлорит.

Кейванская свита					Верхний тоар					
Ку-дутль	Андийское Койсу.	Рубас-чай	Баба-чай	Карахчай	Маза-чай	Ахты-чай	Муллар-чай	Кур-кал	Са-мур	Ру-тул
26,0	25,0	32,0	31,0	29,0	40,0	60,0	42,0	33,0	54,0	50,0
20,0	15,0	23,0	21,0	28,0	15,0	7,0	15,0	9,0	11,0	13,0
3,0	3,0	3,0	5,0	5,0	2,0	1,0	1,0	3,0	1,0	2,0
38,0	33,0	34,0	30,0	10,0	12,0	6,0	30,0	33,0	21,0	22,0
12,0	19,0	7,0	11,0	25,0	25,0	20,0	20,0	18,0	10,0	10,0
–	3,0	–	–	3,0	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	1,0	–	–	–	–	–	–
1,0	1,0	–	1,0	2,0	3,0	4,0	2,0	2,0	2,0	–
–	1,0	1,0	1,0	–	1,0	1,0	–	1,0	1,0	1,0

Песчано-алевролитовые породы карахской свиты

Благодаря разнообразным фациальным условиям образования угленосной толщи Дагестана песчано-алевролитовые породы карахской свиты имеют сложную структуру, сложный состав породообразующих минералов и цементирующей массы; характерной чертой их является также изменчивость в пространстве состава породообразующих и акцессорных минералов, где встречаются все структурные разновидности песчано-алевролитовых пород: мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники и крупно- и мелкозернистые алевролиты. Цвет песчаников меняется от сахарно-белого до серого в зависимости от содержания граувакквого материала, растительных остатков, железистых карбонатов и пирита в цементе. Песчаники и алевролиты карахской свиты отличаются большим текстурным разнообразием. Встречаются массивные неслоистые, неотчетливо слоистые разновидности песчано-алевролитовых пород. Косослоистые песчаники подразделяются на песчаники с более крупными косыми сериями (0,3–2 м), наклон которых небольшой – 15–30°, с ритмической сортировкой обломочного материала, и на косослоистые песчаники, где в косых сериях отсутствует ритмическая сортировка песчаного материала и угол наклона слоек меняется в широком диапазоне (10–40°).

Для песчано-алевролитовых пород карахской свиты характерен полимиктовый состав с ведущей ролью кварца и граувакквого материала, а также высокое содержание циркона, апатита и турмалина (табл. 11). Как видно из диаграммы минералогического состава песчано-алевролитовых пород, в карахской свите установлены олигомиктовые, граувакково-кварцевые, полевошпато-граувакковые и граувакковые песчаники. Пре-

Таблица 11

Средний минералогический состав песчано-алевролитовых пород карахской свиты, %

Минерал	Шаро-Аргун	Андийское Койсу	Аварское Койсу	Кара-Койсу	Салатау	Уллучара
	5*	7	10	12	11	12
Кварц	44,0	47,0	50	55	81	38
Ортоклаз-микроклин	11	16	5	7	6	20
Альбит-олигоклаз	3	1	1	2	1	2
Обломки осадочных пород	15	15	17	16	6	27
Обломки кремнистых пород и кремнистых сланцев	20	12	20	15	4	10
Обломки глинистых сланцев	2	2	2	2	–	2
Обломки кварцитов	3	4	3	4	2	1
Обломки эффузивов	1	1	1	–	–	–
Акцессорные минералы	0,7	0,6	0,8	1	–	–

*Число анализов.

обладающее число кружков, характеризующих минералогический состав песчаников карахской свиты, попало в поле граувакково-кварцевых песчаников или же занимает пограничные с ними области (см. фиг. 7). Поэтому можно сказать, что в грубозернистых отложениях карахской свиты граувакково-кварцевые песчаники являются наиболее распространенным петрографическим типом. В строении отложений сравнительно второстепенную роль играют полевошпатово-граувакковые и собственно граувакковые песчаники. Еще меньше олигомиктовых песчаников, которые встречаются лишь в песчаных пакетах карахской свиты северо-западных районов.

О л и г о м и к т о в ы е   п е с ч а н и к и описаны в аллювиально-болотных и лагунно-дельтовых отложениях карахской свиты. Эти песчаники имеют средне- и крупнозернистый состав. Благодаря тому что содержание растительных остатков и граувакковго материала небольшое, они имеют белый цвет (сахаровидные песчаники). Сортировка олигомиктовых песчано-алевролитовых пород плохая и умеренная, в редких случаях – хорошая. Содержание ведущих фракций 0,25–0,5 и 0,5–1 мм составляет 45–60% терригенной массы. Содержание кварца в этих песчаниках колеблется в пределах 65–80%. Среди зерен кварца встречаются осадочные и метаморфические генетические типы, но преобладает осадочная разновидность кварца. Из полевых шпатов встречается лишь ортоклаз и реже – решетчатый микроклин (3–8%). Из обломков пород описаны обломки кремнистых пород и кварцитов, реже встречаются обломки осадочных пород (1–3%). Цемент по структуре контактовый, регенерационный, по составу кремнисто-гидрослюдистый, кварцгидро-

	Рубас-чай	Чирах-чай	Уллу-чай	Цмур-чай	Хосрек	Трисан-чи	Даг. огни	Баба-чай
	14	12	12	14	11	10	8	16
	28	41	39	40	32	39	40	40
	16	9	12	12	15	10	18	16
	2	2	1	1	1	2	3	1
	34	19	18	11	28	24	13	20
	14	17	25	27	20	19	14	18
	1	4	1	2	1	1	6	3
	2	4	2	4	1	3	2	2
	2	3	2	1	1	2	3	–
	1	1	–	2	1	–	1	–

Таблица 12

Акцессорные терригенные минералы (тяжелая фракция) ааленских отложений

Район	Циркон	Турмалин	Апатит	Рутил	Титанит	Гранат	Пикотит	Роговая обманка
				Карахская свита				
Андийское Койсу	52,45	19,75	15,20	1,5	1,6	0,5	2,40	1,4
Аварское Койсу	54,0	10,0	16,00	2,0	0,5	1,0	1,50	0,8
Кара-Койсу	57,0	8,0	15,5	3,0	0,6	–	2,0	0,5
Салатау	45,0	17,0	20,0	2,0	2,0		3,0	0,6
Уллучара	43,0	11,0	30,0	1,5	1,5	6,0	0,5	0,3
Трисанчи	37,0	23,0	25,0	4,0	–	3,0	0,8	2,0
Рубасчай	32,0	20,0	26,0	5,0	2,0	0,8	0,2	3,0
Чирахчай	34,6	12,0	32,0	1,5	5,0	0,9	0,5	2,7
Курахчай	50,0	14,0	15,0	4,0	2,0	0,5	2,0	0,4
Гетенкиль	49,0	8,0	20,2	5,5	–	0,8	1,0	1,8
Эльдама	16,6	12,4	15,0	0,3	2,0	0,5	0,8	1,0
Бабачай	20,5	16,0	2,0	0,8	0,5	1,0	–	–
				Хивская свита				
Уллучара	47,0	10,0	28,0	5,0	0,3	0,6	1,5	0,8
Чирахчай	26,0	17,0	41,0	4,5	1,5	1,3	1,4	0,5
Трисанчи	31,0	23,0	24,0	4,0	0,3	0,2	–	9,5
Рубасчай	27,0	14,0	38,0	4,0	0,2	3,0	2,0	6,4
Гетенкиль	20,0	12,0	49,0	1,6	0,5	1,5	2,5	1,5
Джимичай	17,0	13,0	6,0	5,0	2,0	5,0	0,8	0,5
Бабачай	13,0	12,0	5,0	2,0	–	6,0	3,0	0,8

слюдистый, кремнисто-лимонитовый. Содержание цементирующей массы составляет 5–12%.

Из других аутигенных минералов в песчаниках установлены сидерит, пирит и кальцит. Иногда содержание пирита достигает 5–8% (хр. Салатау). Зачастую песчаники рыхлые и сыпучие благодаря малому содержанию цементирующей массы.

Граувакково-кварцевые песчаники и алевролиты распространены в Северо-Западном Дагестане, в меньшей степени – на Юго-Восточном Кавказе и на южном склоне Большого Кавказа. По внешнему виду эти песчаники плотные, крепкие и в зонах интенсивного катагенеза пронизаны многочисленными прожилками кварца; они серого, буровато-серого и бурого цвета благодаря большому содержанию граувакхового материала и железистых карбонатов. Сортировка зерен в большинстве хорошая. В структуре пород преобладает фракция 0,1–0,25 мм. Содержание кварца в граувакково-кварцевых песчаниках колеблется в пределах 50–65%. Среди зерен кварца преобладает осадочный генетический тип. Из полевых шпатов встречается ортоклаз, зерна которого сильно разрушены, пелитизированы и реже серицитизированы. Альбит встречается редко (1–2%). Большинство граувакково-кварцевых песчаников лишены плагиоклазов. Среди обломков пород отмечены обломки кремнистых пород и кварцитов (8–20%), обломки осадочных пород (5–10%) и обломки сланцев (2–3%). Среди акцессорных минералов доминирующая роль в Северо-Западном Дагестане принадлежит циркону и апатиту, а на

Пироксен	Эпидот–цоизит	Мусковит	Хлорит	Биотит	Ставролит	Дистен	Лейкоксен	Магнетит–ильменит	Число анализов
				Карахская свита					
–	0,3	–	–	0,3	–	0,3	10,3	1,2	8
–	0,5	0,3	0,3	–	1,0	–	12,0	1,0	10
–	–	–	0,5	0,3	0,5	–	11,0	1,5	13
–	0,8	0,2	–	–	–	0,3	0,8	1,7	7
–	0,2	–	0,4	0,2	0,4	–	5,0	0,6	15
0,6	0,5	–	–	0,2	–	–	4,0	2,0	11
0,8	0,4	–	1,0	2,5	–	–	3,2	3,0	12
–	–	–	0,5	–	–	0,3	6,0	4,0	16
–	0,6	–	–	2,0	0,5	–	7,0	2,0	10
–	–	0,2	20	0,4	4,0	–	10,0	5,0	8
–	2,0	–	0,5	0,8	–	0,2	30,0	17,5	6
–	2,0	30,0	5,0	15,0	0,8	0,5	4,0	2,0	15
				Хивская свита					
–	–	–	0,4	–	–	–	4,5	2,0	6
0,3	2,3	–	0,5	–	0,2	0,3	3,0	1,0	14
1,0	–	–	–	–	–	–	5,0	2,0	10
0,8	0,6	–	1,0	–	–	–	2,4	1,0	12
–	–	–	0,6	–	–	–	3,0	3,0	15
0,6	8,0	16,0	8,0	2,0	–	0,7	12,0	4,0	15
0,4	2,0	8,0	28,0	6,0	0,3	0,5	11,0	2,0	20

Юго-Восточном Кавказе — мусковиту и хлориту. Содержание циркона в граувакково-кварцевых песчаниках иногда достигает 40—45% тяжелой фракции. Структура цемента в этих породах контактовая, контактно-поровая и реже поровая; по составу цементирующая масса полимиктовая, состоит из гидрослюды, каолинита, хлорита, кальцита-сидерита. Содержание цемента в граувакково-кварцевых песчаниках и алевролитах достигает 15—18% терригенной массы.

П о л е в о ш п а т о в о - г р а у в а к к о в ы е песчаники распространены в Юго-Восточном Дагестане, в зонах антиклинория Главного хребта и Тфанского антиклинория. По внешним признакам они плотные, массивные, плитчатые, серого и буровато-серого цвета. Содержание кварца в них 27—49%, встречаются также изверженные, метаморфические и осадочные генетические типы. На Юго-Восточном Кавказе преобладает метаморфический генетический тип, а в Юго-Восточном Дагестане — осадочный. Встречается также изверженный кварц с включением турмалина, циркона, жидкостей и газов. Среди полевых шпатов встречается ортоклаз, реже — решетчатый микроклин, зачастую разрушенный, серицитизированный. Среди зерен ортоклаза установлены также пертиты. Содержание ортоклаза в полевошпатово-граувакковых песчаниках колеблется в пределах 15—20%, а кислые плагиоклазы составляют лишь 1—3% обломочного концентрата (см. табл. 11). Последние по низкому показателю преломления и значению углов погасания симметричной зоны (11—16°) принадлежат альбит-олигоклазу. Среди обломков пород, помимо

обломков кремнистых пород, кремнистых сланцев и осадочных пород, определенное распространение получили обломки эффузивов и глинистых сланцев. Обломки эффузивов встречаются в Юго-Восточном Дагестане в количестве 1–4% терригенных компонентов. По данным В.Т. Фролова (1965), содержание эффузивов в этих породах достигает 10–12%. Обломки глинистых сланцев чаще всего встречаются на Юго-Восточном Кавказе.

Среди акцессорных минералов полевошпатово-граувакковых песчаников ведущая роль принадлежит апатиту, турмалину, гранату, циркону, рутилу, анатазу и на Юго-Восточном Кавказе – мусковиту и хлориту. Кроме того, в Юго-Восточном Дагестане в незначительном количестве встречаются фемические минералы. Структура цемента контактово-поровая, реже – базальная; по составу цементирующая масса полимиктовая, состоит из сидерита, гидрослюды, каолинита, кальцита, хлорита, серицита, лимонита и пирита. Чаще всего встречаются песчаники с сидерит-гидрослюдистым и кремнисто-лимонитовым цементом. Содержание цемента составляет 35% терригенной массы.

Граувакковые песчаники и алевролиты по сравнению с граувакково-кварцевыми песчаниками менее распространены и встречаются в отложениях среднекарахской свиты рек Аварское Койсу, Кара-Койсу, Рубасчай и Чирахчай. Кроме того, они были описаны в зоне Главного хребта в комково-песчаниковой и аташкаинской свитах. По внешним признакам они массивные, плотные, образуют мощные пласты (5–25 м) и благодаря большому содержанию грауваккового материала окрашены в буровато-серый и серый цвет. Часто встречаются средне- и мелкозернистые структурные разности.

Господствующими фракциями граувакковых песчаников являются 0,1–0,25 и 0,05–0,1 мм, содержание которых составляет 65–75%. Содержание кварца в граувакковых песчаниках колеблется в пределах 26–48%. Среди зерен кварца встречаются как осадочные и метаморфические, так и изверженные генетические типы; преобладает осадочный кварц, а в зоне Главного хребта резко возрастает роль метаморфического кварца. В разрезах Кара-Койсу и Аварское Койсу нередко в большом количестве встречаются катаклазы кварца, иногда составляющие 25% его содержания в песчаниках.

Полевые шпаты представлены ортоклазом (7–13%) и альбитом-олигоклазом (0,5–2%). Среди обломков пород ведущее место занимают обломки кремнистых пород, кремнистых сланцев и обломки осадочных пород. В разрезах песчаных толщ Северо-Западного и Центрального Дагестана обломки кремнистых пород являются ведущим компонентом граувакковового материала. Так, например, в разрезах рек Аварское Койсу и Кара-Койсу содержание обломков кремнистых пород достигает 32–40%. Наоборот, в песчаниках комково-песчаниковой свиты рек Ахтычай и Мазачай количество обломков кремнистых пород уменьшается до 12–18%, а содержание обломков осадочных пород в обломочном концентрате возрастает до 25%. Содержание обломков кварцитов колеблется в пределах 2–5% и обломков глинистых сланцев – 1–7%. В тяжелой фракции граувакковых песчаников отмечается та же самая ассоциация устойчивых минералов, которая была установлена в других петрографических разностях песчано-алевролитовых пород карахской свиты. В Северо-Западном и Центральном Дагестане фракция тяжелых минералов в основном представлена цирконом и рутилом. В тяжелых фракциях граувакковых песчаников карахской свиты Юго-Восточного Кавказа наряду с повышенным содержанием (18–36%) циркона отмечается высокое содер-

жание мусковита и хлорита. Изредка отмечаются зерна дистена и ставролита (1–3%).

Цементирующая масса граувакковых песчано-алевролитовых пород по структуре контактово-поровая, поровая, а по составу — кальцит-сидеритовая, кальцит-анкеритовая, лимонит-сидеритовая, кремнисто-гидрослюдистая, кварц-сидеритовая, каолинит-гидрослюдистая. Зачастую поры песчаников заполнены сидеритом, кальцитом, аккеритом и реже каолинитом. Нередко в цементе отмечаются идиоморфные зерна титанита и лейкоксена. Содержание цементирующей массы примерно составляет 10–16%, реже достигает 25%.

Песчано-алевролитовые породы хивской свиты

В строении хивской свиты песчано-алевролитовые породы имеют широкое распространение в наиболее восточных и северо-восточных районах Дагестана и Прикаспийской низменности. Так, например, в разрезах Трисанчи, Гамриозень, хр. Салатау и площадей Талги, Иргартбаш, Балхас-Хунуг, Дузлак, Даг.огни песчано-алевролитовые породы составляют 67–75% отложений этой свиты (табл. 4). В остальных районах Восточного и Юго-Восточного Кавказа в строении хивской свиты песчано-алевролитовые породы занимают подчиненное место. Если в разрезах Трисанчи, Зарабачи, Гамриозень мощность песчано-алевролитовых пластов достигает 10–15 м, то в других разрезах Восточного и Юго-Восточного Кавказа их мощность колеблется в пределах 0,1–0,5 м.

В песчано-алевролитовых породах хивской свиты установлены четыре петрографических типа: граувакково-кварцевые, полевошпатово-граувакковые, граувакково-аркозовые и граувакковые песчаники и алевролиты (см. фиг. 7). Наиболее широкое распространение имеют полевошпатовые граувакки, в меньшей степени — граувакково-кварцевые и граувакковые песчаники и алевролиты. Граувакковые аркозы встречаются лишь в восточных разрезах: хр. Лес, Трисанчи, Гамриозень, Талги, Иргартбаш и Дузлак.

Средний минералогический состав песчано-алевролитовых пород хивской свиты дан в табл. 13.

П о л е в о ш п а т о в ы е г р а у в а к к и широкое распространение получили в отложениях хивской свиты Восточного Кавказа. Ряд разрезов Юго-Восточного Дагестана (реки Чирахчай, Рубасчай, пл. Даг. огни) целиком сложен полевошпатово-граувакковыми песчаниками и алевролитами. В Восточном Дагестане полевошпатовые граувакки в низах разреза хивской свиты образуют массивные пласты прибрежно-морского и лагунно-заливного происхождения мощностью 10–15 м.

Содержание кварца в песчаниках хивской свиты колеблется в пределах 21–46%. Среди зерен кварца наряду с осадочными и метаморфическими генетическими типами встречается в заметном количестве изверженный кварц с включением апатита, турмалина, жидкостей и газов. В Центральном (с. Кудутль) и Северном (хр. Салатау) Дагестане среди зерен кварца встречаются катаклазы. Содержание полевых шпатов варьирует в интервале 16–24%, они представлены в основном ортоклазом. Зерна ортоклаза зачастую свежие с простыми двойниками, местами сильно пелитизированные и серицитизированные. Встречаются также пертиты и решетчатый микроклин. Плагиоклазы представлены кислым рядом с показателем преломления 1,51–1,54 и углом погасания симметричной зоны 13–25°, что свидетельствует об их принадлежности альбит-олигоклазу и олиго-

Таблица 13

Средний минералогический состав песчано-алевролитовых пород хивской свиты, %

Минерал	Восточный Кавказ				
	р. Кара-Койсу	с. Кудутль	хр. Салатау	с. Уллучара	р. Аварское Койсу
	12*	11	8	16	11
Кварц	55	32	45	46	41
Ортоклаз-микроклин	13	20	18	17	13
Альбит-олигоклаз	2	2	2	2	3
Обломки осадочных пород	5	18	7	12	7
Обломки кремнистых пород и кремнистых сланцев	23	24	21	20	30
Обломки глинистых сланцев	1	1	2	1	1
Обломки кварцитов	1	1	3	2	4
Обломки эффузивов	0,2	–	0,3	–	1
Мусковит	0,2	1		1	1
Хлорит	–	1		–	–
Биотит	0,4			–	–
Акцессорные минералы	0,2	–	1	1	1

* Количество анализов.

клазу. Граувакковый материал полевошпатово-граувакковых песчано-алевролитовых пород по-прежнему в основном сложен обломками осадочных (10–22%) и кремнистых (15–25%) пород. Содержание обломков глинистых сланцев составляет 3–5%, а обломков кварцитов – 1,5–5%. В разрезах р. Гамриозень и с. Трисанчи в граувакковом материале песчано-алевролитовых пород значительное место занимают обломки кислых эффузивов (2–6%).

По структурным признакам граувакково-полевошпатовые песчаники являются средне- и мелкозернистыми и хорошо отсортированными с содержанием ведущей фракции 0,1–0,25 мм до 80–85%. Среди алевролитов преобладают крупнозернистые структурные разности, которые также хорошо отсортированы. Содержание фракции 0,05–0,1 мм в крупнозернистых алевролитах варьирует в интервале 60–80%.

Структура цемента в полевошпатово-граувакковых песчаниках порово-контактовая, поровая и реже порово-базальная, а по составу встречаются песчаники лимонит-сидеритового, кальцит-сидеритового, кремнисто-гидрослюдистого и хлорит-гидрослюдистого цемента. В цементе отмечается также аутигенное выделение титанита и лейкоксена. Содержание цементирующей массы колеблется в пределах 10–35%, а среднее содержание составляет 15%.

Из акцессорных терригенных минералов в полевошпатово-граувакковых песчаниках распространены циркон, апатит, гранат, турмалин, пикотит и в виде единичных зерен – пироксены, амфиболы и хлоритоиды.

Граувакково-кварцевые песчаники описаны в Северо-

Восточный Кавказ				Юго-Восточный Кавказ		
с. Хос-рек	с. Урари	с. Герги	р. Рубас-чай	р. Тагир-джал-чай	р. Баба-чай	р. Курмух-чай
10	13	8	13	7	12	14
38	30	38	43	40	44	34
18	19	20	14	20	12	9
3	2	3	2	1	1	1
15	11	13	13	17	15	16
22	30	16	20	20	19	31
2	2	1	1	–	6	2
–	2	3	2	1	2	2
–	1	4	3	–	–	4
–	1	–		1	–	–
1	–	2	2	–	–	2
1	1	–		–	1	–
	1	1		–		1

Западном Дагестане в разрезах рек Аварское Койсу, Кара-Койсу, а также в разрезах Юго-Восточного Кавказа (Бабачай, Джимичай) и южного склона (Курмухчай, Белоканчай) Большого Кавказа. Эти песчаники образуют в разрезах маломощные пласты (0,1–0,5 м) с волнистослоистой, неслоистой текстурами и плитчатой отдельностью серого и светло-серого цвета.

Преобладающее большинство зерен кварца принадлежит к осадочным, реже метаморфическим генетическим типам. Встречаются зерна с включением турмалина и циркона, а также катаклазы. Содержание полевых шпатов в этих песчаниках колеблется в пределах 9–16%. Полевые шпаты представлены ортоклазом. Изредка встречается решетчатый микроклин. Кислые плагиоклазы составляют 1–3% и относятся к альбиту и олигоклазу.

В граувакковом материале ведущее место принадлежит обломкам кремнистых пород и кремнистых сланцев (19–25%); второстепенное место занимают обломки осадочных пород, а также обломки кварцитов и эффузивов; эффузивы в заметном количестве (2–4%) установлены в граувакково-кварцевых песчаниках южного склона Большого Кавказа. Содержание и состав терригенных акцессорных минералов в зависимости от географического расположения изученных разрезов сильно варьируют. Так, например, в разрезах южного склона и Юго-Восточного Кавказа и даже в зоне Самурского антиклинория акцессорные минералы граувакково-кварцевых песчаников состоят из мусковита, хлорита, реже биотита, циркона, турмалина, в единичных зернах отмечается

ставролит, дистен, пикотит. А в граувакково-кварцевых песчаниках Северо-Западного Дагестана акцессорные минералы представлены в основном цирконом, апатитом и реже рутилом.

По структуре цементирующая масса контактово-поровая, поровая и реже порово-базальная, а по составу – кальцит-сидеритовая, лимонит-гидрослюдистая, сидерит-пиритовая. Последняя разновидность цемента отмечена в граувакково-кварцевых песчаниках южного склона (Курмухчай, Мухахчай и Белоканчай), где поровое пространство песчаников заполнено пиритом в виде мелких шариков, неправильных скоплений, которые составляют 10–15% аутигенно-терригенной массы.

Г р а у в а к к о в ы е песчаники составляют отдельные пласты в низах хивской свиты в зонах антиклинориев Главного хребта, Тфана и Самура. Отдельные пласты граувакковых песчаников описаны также в разрезах рек Аварское Койсу и Кара-Койсу.

Содержание кварца в них составляет 35–45%. Встречаются кварцевые зерна с волнистым погасанием, с включением циркона и слюд, а также катаклазы. Количество полевых шпатов в этих песчаниках, представленных ортоклазом, зачастую разрушенным и пелитизированным, уменьшается до 8–10%. Кислые плагиоклазы встречаются в количестве 1–2%, слабо разрушены, с полисинтетическими двойниками. Граувакковый материал сложен обломками осадочных (до 25%) и кремнистых (до 28%) пород. Обломки глинистых сланцев, эффузивов и кварцитов составляют небольшую долю песчано-алевролитовых пород (3–5%). Только в песчано-алевролитовых породах хивской свиты южного склона содержание эффузивов возрастает до 4–6%. Акцессорные минералы граувакковых песчаников сложены ассоциацией устойчивых терригенных компонентов (циркон, турмалин, гранат, рутил, апатит).

По структуре цементирующая масса контактово-поровая и поровая, а по составу состоит из железистых карбонатов, дисульфида железа, гидрослюд и хлорита. В песчаниках западной части южного склона пирит является ведущим компонентом цементирующей массы.

Г р а у в а к к о в ы е а р к о з ы имеют локальное распространение и описаны в верхах хивской свиты Южно-Восточного Дагестана в разрезах Рубасчай, Трисанчи, Гамриозень и Дузлак. Наиболее часто они встречаются в районе р. Гамриозень. В этих песчаниках содержание полевых шпатов зачастую превышает содержание кварца. Количество кварца колеблется в пределах 20–35%, а полевых шпатов – 26–37%.

Среди зерен кварца установлены осадочные и изверженные генетические типы; последние имеют призматические формы с включениями циркона, турмалина и газов. Полевые шпаты составляют 24–30%, сложены ортоклазом, реже пертитом и решетчатым микроклином. Содержание плагиоклазов достигает 6–8% и по величине угасания симметричной зоны (15–25°) относятся к альбит-олигоклазу и олигоклазу. Граувакковый минерал представлен обломками осадочных и кремнистых пород (10–25%). В его составе заметное место занимают обломки эффузивов (4–6%), нередко хлоритизированных и цеолитизированных. Высокое содержание обломков эффузивов и полевых шпатов в хивской свите Юго-Восточного Дагестана было отмечено также В.Т. Фроловым (1965), по данным которого содержание эффузивов в песчаниках достигает до 10–15%. Для тяжелой фракции граувакковых аркозов хивской свиты характерно повышенное содержание апатита (20–45%), магнетита-ильменита (15–35%), а также присутствие фемических минералов (пироксены и амфиболы).

По структуре цементирующая масса контактово-поровая, контактовая и поровая; по составу цемент кремнисто-гидрослюдистый, лимонит-сидеритовый и лимонитовый. Содержание цемента в граувакковых аркозах колеблется в пределах 10–25%.

Песчано-алевролитовые породы хиналугской свиты

В Восточном и Юго-Восточном Кавказе хиналугская свита представлена в основном песчано-алевритовыми породами.

Четко выраженная фациальная зональность отложений хиналугской свиты обусловливает резкое изменение содержания песчано-алевролитовых пород в изученных разрезах и фациально-тектонических зонах рассматриваемой территории. Так, например, в районе хр. Лес, рек Андийское Койсу и Шаро-Аргун и в Тенгинско-Бешбармакской зоне Юго-Восточного Кавказа песчанистость разрезов составляет 20–30%, тогда как в зоне Главного хребта в Юго-Восточном Дагестане и Прикаспийской низменности содержание песчано-алевролитовых пород в свите возрастает до 60–70%. Средняя песчанистость хиналугской свиты составляет 48% (табл. 6).

Песчано-алевролитовые пласты флишеподобных пачек маломощны, волнистослоистые; песчаники хорошо отсортированы, серого, зеленовато-серого и буровато-серого цвета. В прибрежно-мелководных толщах песчано-алевролитовые породы образуют массивные пласты (1,5–20 м) с мелкими включениями вкрапленников-конкреций дисульфида, карбонатов железа и кальция. В текстурном отношении эти песчаники имеют грубоплитчатый характер, неслоисты и косоволнисто-слоисты.

Песчаники хиналугской свиты Прикаспийской низменности плотны, с изменчивой проницаемостью (50–450 мдарси), обусловленной различной степенью отсортированности и интенсивности катагенетических изменений. Удельное сопротивление этих песчаников меняется в пределах 20–40 омм.

Петрографически песчано-алевролитовые породы хиналугской свиты характеризуются наибольшим разнообразием (фиг. 7). По классификации А.Г. Коссовской (1962), среди них установлено пять петрографических типов: олигомиктовые песчаники, граувакково-кварцевые песчаники, полевошпатовые граувакки, граувакки и граувакковые аркозы (фиг. 7). Наибольшее распространение получили полевошпатовые граувакки и граувакковые песчаники и алевролиты. В целом для песчано-алевролитовых пород хиналугской свиты характерно высокое содержание граувакового материала и полевых шпатов (фиг. 7, табл. 14), а также ассоциация устойчивых акцессорных минералов (табл. 15).

Г р а у в а к к о в ы е песчаники и алевролиты имеют широкое распространение в области Главного хребта и его южного склона, а также в зонах Самурского и Тфанского антиклинориев. Кроме того, граувакковые песчаники в виде массивных пластов отмечаются в составе хиналугской свиты рек Кара-Койсу, Аварское Койсу, селений Уллучара и Кудутль-Араканы. Граувакковые песчаники в зависимости от фациальных условий их образования обладают грубоплитчатой и тонкоплитчатой отдельностями; богаты различными биоглифами, механоглифами и знаками слоистости волнения и течения. Цвет граувакковых песчаников и алевролитов серый, темно-серый, зеленовато- и буровато-серый.

Для граувакковых песчаников хиналугской свиты Юго-Восточного Кав-

Таблица 14

Средний минералогический состав песчано-алевролитовых пород хиналугской свиты, %

Минерал	Восточный Кавказ				
	Салатау	Кара-Койсу	Уллучера	Кокмачай, Хосрек	Кудутль
	12*	14	11	6	16
Кварц	58	34	26	33	50
Ортоклаз-микроклин	15	14	10	18	12
Альбит-олигоклаз	1	2	1	2	1
Обломки осадочных пород	8	29	40	26	15
Обломки кремнистых пород и кремнистых сланцев	14	16	19	19	17
Обломки глинистых сланцев	—	1	—	—	1
Обломки кварцитов	2	2	—	1	—
Обломки эффузивов	1	—	—	—	—
Мусковит	—	1	2	—	—
Биотит	—		1	—	—
Хлорит	—	1	1	—	1
Акцессорные минералы	1	—	—	1	1

*Число анализов.

Таблица 14 (окончание)

Минерал	Разведочные площади Прикаспийской низменности					
	Нардаран	Атачай	Ялама	Эльдама	Берикей	Дузлак
	12	13	6	5	8	9
Кварц	23	24	17	50	21	24
Ортоклаз-микроклин	29	27	28	23	33	27
Альбит-олигоклаз	6	7	3	5	3	2
Обломки осадочных пород	21	23	24	6	5	18
Обломки кремнистых пород и кремнистых сланцев	17	12	11	11	24	20
Обломки глинистых сланцев	—	—	—	1	4	5
Обломки кварцитов	—	1	4	2	7	3
Обломки эффузивов	—	—	—	—	1	1
Мусковит	1	3	2	1	—	1
Биотит	1	—	—	—	—	—
Хлорит	1	2	1		1	
Акцессорные минералы	1	1	—	1		

	Восточный Кавказ				Юго-Восточный Кавказ			
	Лес	Три-санчи	Герги	Цмур-чай	Бабачай	Джими-чай	Малка-муд	Филь-фили
	12	8	13	12	15	16	8	7
	34	25	20	29	18	18	26	27
	14	15	13	12	26	22	21	18
	2	1	3	1	3	4	3	5
	26	23	37	22	20	16	21	21
	22	32	20	29	25	36	21	22
	–	1	3	2	2	1	2	1
	1	1	2	1	2	1	2	3
	–	1	1	2	2	1	2	3
	–	–	–	1		1	1	–
	–	–	–	–	1	–	–	–
	–	–		2	1	–	1	1
	1	1	1	–	–	1	1	–

каза характерна плохая отсортированность и угловатость терригенных компонентов, где содержание ведущей фракции не превышает 50–60%.

Содержание кварца в граувакковых песчаниках и алевролитах меняется в пределах 15–30%. Среди зерен кварца отмечаются зерна угловатые, неправильные, со следами коррозии и стирания – осадочный кварц, зерна с включениями жидкостей, призматических идиоморфных зерен турмалина, рутила и чешуек биотита – изверженный кварц, и зерна с волнистым погасанием и катаклазами – метаморфический кварц. В граувакковых песчано-алевролитовых породах хиналугской свиты зоны Главного хребта и Тфанского антиклинория преобладает метаморфический кварц, а в этих же породах Центрального и Северного Дагестана ведущая роль среди зерен кварца принадлежит осадочному кварцу. Содержание полевых шпатов в граувакковых песчаниках колеблется в пределах 15–24%, они представлены ортоклазом, который встречается в простых и полисинтетических двойниках (решетчатый микроклин). Плагиоклазы по величине углов погасания симметричной зоны принадлежат альбиту и альбит-олигоклазу. Содержание кислых плагиоклазов в Центральном Дагестане 1–3% и на Юго-Восточном Кавказе – 4–6%.

Количество граувакккового материала в этих песчаниках варьирует в интервале 50–70%. Ведущим компонентом граувакккового материала являются обломки осадочных и кремнистых пород, кремнистых сланцев. Обломки кварцитов, глинистых сланцев и эффузивов в совокупности в граувакках составляют 5–8%, где основное место принадлежит обломкам кислых эффузивов.

Содержание и состав акцессорных минералов в зависимости от гео-

Таблица 15

Акцессорные терригенные минералы (тяжелые фракции) песчано-алевролитовых пород хиналугской свиты, %

Район	Циркон	Турмалин	Апатит	Рутил	Титанит	Пикотит	Роговая обманка	Пироксен
Кара-Койсу	32,0	18,0	15,0	3,0	1,4	1,6	–	–
Рубасчай	18,0	14,5	42,5	1,5	2,0	2,0	2,6	1,0
Цмурчай	28,0	15,0	20,0	5,0	0,8	1,2	0,5	–
Чирахчай	21,0	14,0	40,0	2,5	0,8	1,5	1,0	0,8
Бабачай	13,0	11,0	0,3	0,7	–	–	0,6	–
Чагаджукчай	12,0	9,0	0,6	0,4	2,0	1,0	3,0	–
Дагначай (с. Халтан)	15,0	10,0	0,3	1,7	–	1,0	2,0	–
Кызылчай	17,0	12,0	–	0,4	0,6	2,0	0,5	4,0
Угах	10,0	8,0	0,4	1,6	0,8	–	0,2	–
Гильгинчай	25,0	9,0	0,5	6,0	–	5,0	1,0	–
Атачай	23,0	8,0	–	2,0	0,5	0,4	0,5	–
Дузлак	24,0	6,0	–	3,0	–	–	0,3	0,4
Ялама	16,0	7,0	0,4	2,0	0,6	–	2,0	0,5

графического расположения граувакковых песчаников существенно меняется. Так, например, если тяжелая фракция граувакковых песчаников Центрального Дагестана в основном сложена цирконом, турмалином и апатитом, то на Юго-Восточном Кавказе и южном склоне Большого Кавказа акцессорные терригенные минералы представлены магнетитом, ильменитом, мусковитом, хлоритом, цирконом. Из аутигенных минералов в тяжелой фракции встречается барит (10–12%).

Цемент граувакковых песчаников контактово-поровый, поровый и базально-поровый; по составу – кварц-сидеритовый, кальцитовый, лимонит-гидрослюдистый. Содержание его составляет 15–35%.

Граувакковые аркозы имеют ограниченное распространение и описаны в виде плитчатых или массовых песчаников и алевролитов в зоне Главного хребта, южного склона Большого Кавказа и в зоне Тфанского антиклинория. Кроме того, они локально установлены в разведочных площадях Дузлак, Берикей (табл. 14). Содержание кварца в этих песчаниках 10–15%. Зерна кварца представлены в основном метаморфическим генетическим типом, в меньшем количестве встречается осадочный кварц. Полевые шпаты представлены ортоклазом и их содержанием в граувакковых аркозах колеблется в пределах 26–40%; встречаются довольно часто пертиты и решетчатый микроклин. Значительная часть зерен ортоклаза разрушена – кальцитизирована (Бабачай, Джимичай, Малкамуд), пелитизирована и серицитизирована. Отмечаются свежие зерна с простыми и полисинтетическими двойниками (микроклин).

Плагиоклазы в граувакковых аркозах составляют 5–9% и в большинстве свежие с полисинтетическими двойниками. Нередко по линиям спайности и двойниковой плоскости их происходит кальцитизация и серицитизация. По величине углов погасания симметричной зоны (11–17°) плагиоклазы относятся к ряду альбит-олигоклаза. В ряде проб граувакковых аркозов (Бабачай, Малкамуд, Курмухчай) обнаружены членики криноидей, стебли водорослей и реже обломки мшанок – 3–10%.

Гранат	Хлорит	Мусковит	Биотит	Эпидот, цоизит	Ставролит	Дистен	Лейкоксен	Магнетит, ильменит	Число анализов
2,0	0,6	1,0	0,4	0,8	0,6	–	10,6	14,0	12
6,0	0,5	0,4	–	1,2	–	0,3	3,0	4,0	4
3,0	1,5	2,5	1,0	0,5	0,8	1,2	7,0	12,0	14
4,0	–	2,0	–	1,0	–	0,3	6,0	5,0	20
1,4	10,0	25,0	15,0	0,8	0,2	1,8	20,0	10,0	18
6,0	12,0	20,0	10,0	0,4	1,0	2,0	13,5	3,5	3
2,5	9,0	16,0	13,0	5,0	0,5	4,0	12,0	8,0	6
4,0	6,0	10,0	7,0	6,0	0,3	–	20,0	17,5	4
6,0	8,0	26,0	5,0	3,0	0,4	0,2	18,0	12,0	7
10,0	4,0	15,0	6,0	4,0	2,0	1,5	6,0	5,0	4
11,0	8,0	20,0	9,0	2,0	1,0	1,6	10,0	3,0	3
1,0	4,0	8,0	2,0	–	1,2	0,8	30,0	19,0	20
0,5	8,5	22,5	6,0	1,0	0,4	–	28,0	4,6	12

Граувакковый материал граувакковых аркозов составляет 32–48% обломочного концентрата. Обломки пород по-прежнему сложены обломками осадочных и кремнистых пород, кремнистых сланцев. Нередки в граувакковых аркозах крупные обломки осадочных пород, а именно: песчаники, алевролиты и аргиллиты размером 0,5–1 мм. Общее содержание обломков кварцитов, глинистых сланцев и эффузивов составляет 6–8%. В разрезах зоны Вандамского антиклинория граувакковые аркозы содержат заметное количество обломков эффузивов (4–6%). В составе граувакковых аркозов вулканомиктовый материал обнаружил также Д.Д. Мазанов (1969) в бассейнах рек Кишчай, Чухадурмазчай.

Акцессорные минералы граувакковых аркозов по-прежнему сложены мусковит-хлоритом, цирконом, гранатом и турмалином. Спорадически встречаются пироксены, амфиболы, дистен, ставролит, пикотит; из аутигенных минералов в тяжелой фракции установлены: барит, глауконит, пирит, лейкоксен. Граувакковые аркозы, как и другие типы песчано-алевролитовых пород зоны Главного хребта, вследствие седиментации в специфических гидродинамических условиях плохо отсортированы. Содержание ведущей фракции 0,1–0,25 мм в них колеблется в пределах 45–55%.

По структуре цемент этих песчаников контактово-поровый, поровый и порово-базальный, а по составу — кальцитовый, сидерит-кальцитовый, кварц-сидеритовый. Последний тип распространен в Аттагайской зоне южного склона Большого Кавказа.

Полевошпатовые граувакки широкое распространение имеют в песчано-алевролитовых толщах хиналугской свиты Юго-Восточного Дагестана (р. Рубасчай, хр. Лес, р. Гамриозень). Кроме этого, они выделены в виде обособленных пластов в разрезах хиналугской свиты Центрального Дагестана и Юго-Восточного Кавказа.

Содержание кварца в этих песчаниках и алевролитах составляет 30–35%. В генетическом составе кварцевых зерен в зависимости от географи-

ческого расположения полевошпатовых граувакков преобладает то осадочный, то метаморфический или изверженный кварц. Так, например, для полевошпатово-граувакков Центрального Дагестана характерна доминирующая роль осадочного кварца, а в Юго-Восточном Дагестане и в Вандамской зоне южного склона Большого Кавказа наряду с осадочным кварцем существенную роль играет изверженный и метаморфический кварц. В полевошпатово-граувакках полевые шпаты составляют 13—22%, которые на 80% состоят из ортоклаза. Плагиоклазы встречаются в малом количестве (2—3%) и относятся к альбиту и олигоклазу. Граувакковый материал представлен обломками осадочных кремнистых пород и кремнистых сланцев (20—35%). Обломки кварцитов, глинистых сланцев и эффузивов в совокупности составляют 3—5%. Обломки эффузивов (2—3%) встречаются в Юго-Восточном Дагестане.

Сортировка зерен полевошпатово-граувакков хорошая и реже умеренная. Содержание ведущей фракции (0,1—0,25 мм) составляет 70—80%. Форма зерен угловатая и полуокатанная. Акцессорные минералы носят общий характер для всех петрографических типов песчано-алевролитовых пород и состоят из циркона, апатита, турмалина, граната, магнетита и ильменита.

Структура цемента этих песчаников контактово-поровая и поровая, а по составу цемент полимиктовый — кремнисто-гидрослюдистый, кальцит-хлорит-гидрослюдистый, анкерит-кальцитовый и хлорит-гидрослюдистый. Содержание цементирующей массы составляет 10—15%.

Граувакково-кварцевые песчаники и алевролиты в виде маломощных пластов описаны в составе хиналугской свиты Северо-Западного и Северного Дагестана (Аварское Койсу, Кара-Койсу, с. Кудутль и хр. Салатау). Песчаники плотны, хорошо отсортированы и имеют светло-серый и зеленовато-серый цвет.

Содержание кварца в граувакково-кварцевых песчаниках составляет 52—60%. Зерна кварца относятся к осадочному генетическому типу. Нередко встречаются катаклазы и зерна с волнистым погасанием. Полевые шпаты в этих песчаниках колеблются в пределах 10—13% и представлены ортоклазом, реже пертитом и решетчатым микроклином. Кислые плагиоклазы встречаются от единичных зерен до 1—2%.

Граувакковый материал сложен обломками кремнистых пород и кремнистых сланцев, в меньшей степени — обломками осадочных пород (8—14%). Обломки кварцитов и глинистых сланцев составляют лишь 2—3% обломочного концентрата (табл. 14).

Акцессорные минералы граувакково-кварцевых песчаников состоят из циркона, апатита, граната, турмалина, магнетита и ильменита.

Структура цемента контактово-поровая; цементирующая масса представлена гидрослюдой, кальцитом, анкеритом, лимонитом. Кроме того, в порах песчаников встречаются ксеноморфные пластинки титанита. Содержание цемента в граувакково-кварцевых песчаниках составляет 12—20%.

Олигомиктовые песчаники встречаются выше 50 м от основания хиналугской свиты хр. Салатау. Эти песчаники плотны, массивны, светло-серого цвета. Содержание основной фракции в них составляет 90%. Кварц в этих песчаниках содержится до 80—85%. Зерна кварца угловатые, полуокатанные, относятся к осадочному генетическому типу. Полевые шпаты представлены ортоклазом (4—7%). Зерна ортоклаза сильно разрушены и замещены каолинитом. Плагиоклазы встречаются в единичных зернах. Граувакковый материал состоит из обломков кремнистых

пород, кремнистых сланцев и кварцитов (8–10%). Акцессорные минералы олигомиктовых песчаников состоят из циркона, турмалина, рутила и мусковита. Структура цемента песчаников порово-пленочная и пленочная; по составу цемент кальцит-гидрослюдистый и лимонит-каолинитовый. Содержание цемента составляет примерно 8–10%. Кроме того, на разведочных площадях Прикаспийской низменности в составе полевошпатово-граувакков, граувакков и граувакковых аркозов описаны углефицированные растительные остатки (1–5%), которые сложены в основном фюзенизированной тканью; встречаются также кутинизированные элементы (обломки, обрывки спор и пыльцы). На площади Нардаран содержание кутинизированных элементов достигает до 5%.

Песчано-алевролитовые породы кейванской свиты

Эти породы в строении кейванской свиты занимают второстепенное положение, составляя в среднем по свите 1,5% песчаников и 18% алевролитов.

В разрезах Тфанского антиклинория и зоны южного склона Большого Кавказа содержание песчано-алевролитовых пород в кейванской свите возрастает до 30–35% (Курмухчай, Бабачай). В Восточном Кавказе в строении ее принимают участие только маломощные, плотные, неслоистые, редко волнистослоистые алевролиты серого и темно-серого цвета в количестве 6–15% (табл. 6).

В песчано-алевролитовых породах кейванской свиты установлены три петрографических типа: полевошпатово-граувакки, граувакковые аркозы и граувакково-кварцевые алевролиты (см. фиг. 7). Среди этих петрографических типов полевошпатово-граувакковые алевролиты являются наиболее распространенными в кейванской свите.

Средний минералогический состав песчано-алевролитовых пород кейванской свиты дан в табл. 10.

Полевошпатово-граувакковые алевролиты в виде маломощных прослоев описаны в кейванской свите Центрального и Юго-Восточного Дагестана, а также Юго-Восточного Кавказа. Содержание кварца в этих алевролитах 26–32%. Зерна кварца в основном относятся к осадочному генетическому типу. Полевые шпаты составляют 18–25% обломочного концентрата; они представлены ортоклазом, зерна которого полуразрушены, пелитизированы и серицитизированы. Плагиоклазы в количестве 2–4% относятся к ряду альбит-олигоклаза, также разрушены и серицитизированы. Граувакковый материал составляет 28–40% терригенной массы и сложен обломками кремнистых пород, кремнистых сланцев и осадочных пород. Обломки кварцитов и глинистых сланцев составляют 2–4%. Эффузивы встречаются в единичных зернах. Среди акцессорных минералов наряду с цирконом и рутилом в составе тяжелой фракции существенную роль играют магнетит-ильменит, хлорит и гранат.

Структура цемента контактовая и контактово-поровая; по составу цемент кремнисто-гидрослюдистый и кальцит-хлоритовый. В порах алевролитов отмечаются ксеноморфные зерна титанита (р. Рубасчай). Содержание цемента в полевошпатово-граувакковых алевролитах составляет 10–20%.

Граувакково-кварцевые алевролиты в виде зеленовато-серых прослоев отмечены в кейванской свите Северо-Западного Дагестана, граувакковые аркозы установлены в кейванской свите южного склона Большого Кавказа (см. табл. 10).

Стратиграфические подразделения

Верхний тоар | Нижний аален | Верхний аален | Нижний байос | Верхний байос | Бат | Келловей

Свита Ири | Карахская свита | Хивская свита | Хиналугская свита | Кейванская свита | Карадагская свита | Нижне-средний

Сводная литологическая колонка

Углеосность, конкреционность и $C_{орг}$, %

Минералы карбонатных конкреций: Сидерит, Брейнерит, Анкерит, Кальцит

Глинистые минералы, %: Гидрослюда $2M_1$, Каолинит, Хлорит

Терригенные породообразующие минералы, %: Кварц, Ортоклаз Микроклин, Альбит Олигоклаз, Обломки осадочных пород, Обломки эффузивов

Коэффициент мономинеральности

1 2 3

Песчано-алевролитовые породы карадагской свиты

В строении карадагской свиты рассматриваемые породы играют основную роль. Так, например, разрезы этой свиты по р. Кара-Койсу, у с. Кудутль, на 60—65% сложены песчано-алевролитовыми породами (табл. 7). Песчаники и алевролиты маломощны, косоволнисто-слоисты, с механоглифами и биоглифами. В петрографическом отношении они однообразны и представлены полевошпатовыми граувакками (фиг. 8, табл. 10) и редко граувакковыми песчаниками.

Содержание кварца в этих песчаниках составляет 38—40%. Большинство зерен кварца относится к его осадочному генетическому типу. Полевые шпаты в песчано-алевролитовых породах карадагской свиты в 2—3 раза меньше, чем кварц, и в целом составляют 11—18% обломочного концентрата (табл. 10). Сильно подавлено содержание кислых плагиоклазов, которые встречаются в единичных зернах, лишь иногда оно достигает до 1%. Граувакквый материал сложен обломками осадочных пород (25—30%), подчиненное место занимают обломки кремнистых пород и кремнистых сланцев (13—18%). Содержание обломков глинистых сланцев и кварцитов в совокупности составляет 1—2%. Обломки эффузивов встречаются редко в виде единичных зерен. Тяжелая фракция полевошпатово-граувакковых песчаников и алевролитов представлена магнетитом, ильменитом, цирконом, гранатом, хлоритом, биотитом.

Структура цемента пленочная, контактово-поровая и порово-базальная, а состав его полимиктовый — кремнисто-гидрослюдистый, гидрослюдисто-кальцитовый и хлорит-кальцитовый. Содержание цемента в песчаниках в пределах 10—30%.

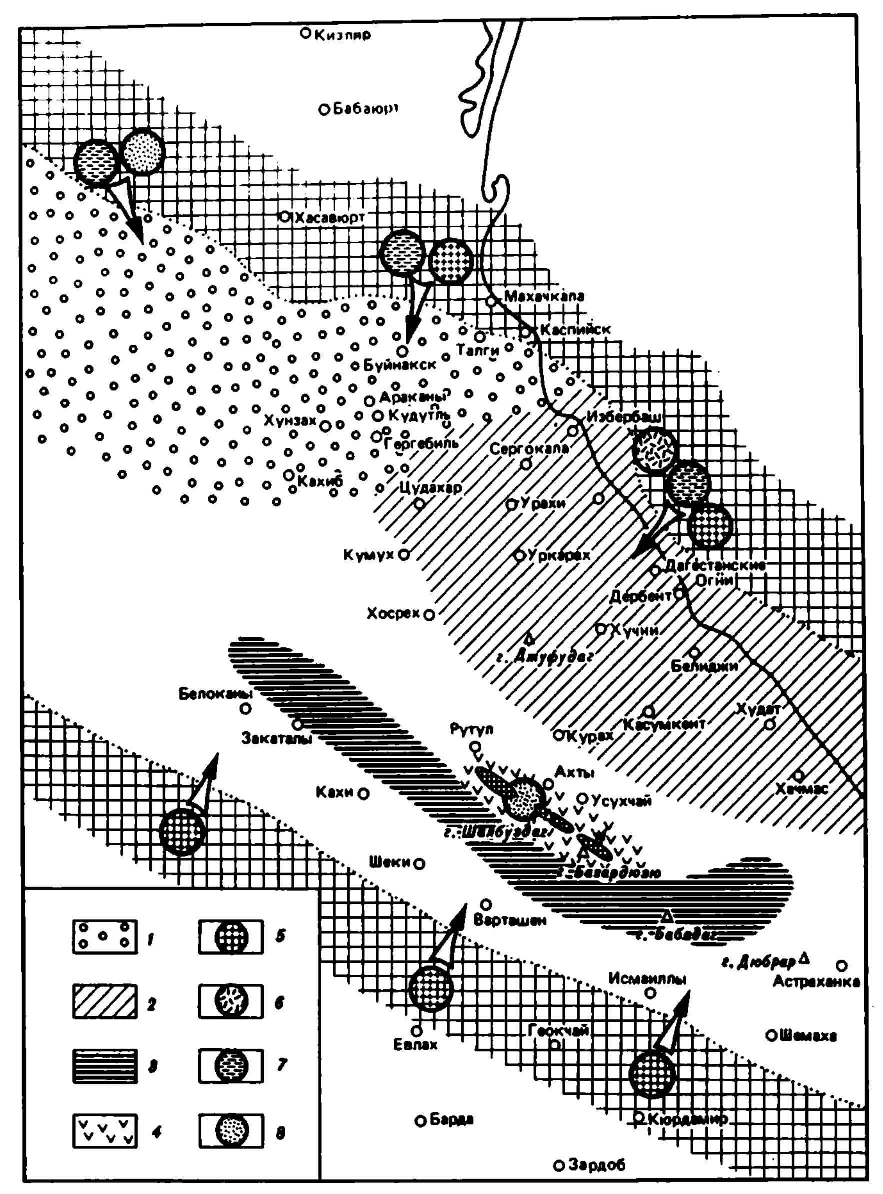
Граувакковые песчаники и алевролиты в составе карадагской свиты отмечены в двух пластах, в которых содержание кварца возрастает до 45%.

ТЕРРИГЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПЕСЧАНО-АЛЕВРОЛИТОВЫХ ПОРОД СРЕДНЕЙ ЮРЫ И НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ИХ МАТЕРИНСКИХ ПОРОД

Некоторые черты терригенно-минеральных ассоциаций песчано-алевролитовых пород средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа, состава их материнских пород освещены в работах А.Г. Алиева, В.П. Акаевой, И.А. Конюхова, В.Т. Фролова, Ч.М. Халифа-заде, Д.Д. Мазанова и др.

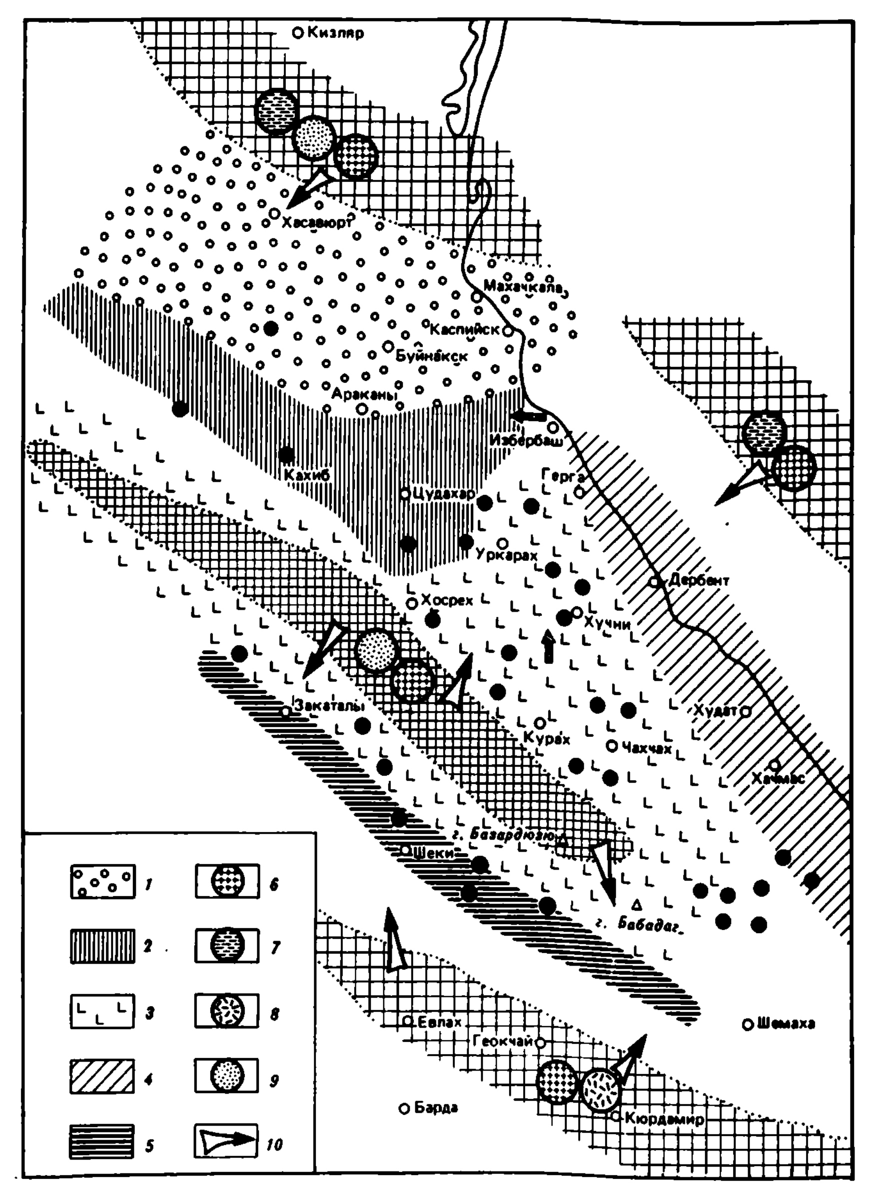
Как стало известно из предыдущих разделов работы, схема распределения терригенно-минеральных ассоциаций песчано-алевролитовых пород существенно меняется на рубеже аалена и байоса в результате предбайосских движений, резкого изменения ландшафтно-тектонического плана и климата областей денудаций и аккумуляций среднеюрских бассейнов Кавказа. Поэтому схематические карты распределения терригенно-минеральных ассоциаций мы составили для песчано-алевролитовых пород карахской и хиналугской свит в целом; они характеризуют в обобщенном виде особенности ааленского и байосского этапов развития Восточного

Фиг. 8. Сводная схема изменения углекислотности, конкреценосности и других минералого-петрографических данных среднеюрских отложений Дагестана (усл. обозн. см. фиг. 4)



Фиг. 9. Схематическая карта распределения терригенно-минеральных ассоциаций времени накопления карахской свиты. Масштаб: 1 : 600000. Составил Ч.М. Халифа-заде

Терригенно-минералогические ассоциации: *1* — граувакково-кварцевая при высоком содержании циркона и апатита; *2* — полевошпатово-кварцево-граувакковая при заметном содержании обломков эффузивов и фемических минералов; *3* — полевошпатово-кварцево-граувакковая при высоком содержании слюд, хлоритов и метаморфического кварца; *4* — граувакково-кварцевая и граувакковая. Материнские породы для терригенно-минералогических ассоциаций (величина кружков указывает на относительное количественное участие материнских пород); 5 — кристаллические сланцы, филлиты и гнейсы (байкалиды); *6* — эффузивные породы; *7* — метаморфизованные осадочные породы (герциниды); *8* — осадочные породы (альпиниды)



Фиг. 10. Схематическая карта распределения терригенно-минералогических ассоциаций хиналугской свиты. Масштаб: 1 : 6000000. Составил Ч.М. Халифа-заде

Терригенно-минеральные ассоциации: *1* — граувакково-кварцевая при высоком содержании циркона, граната, турмалина; *2* — полевошпатово-граувакковая; *3* — полевошпатово-граувакковая и граувакковая, граувакково-аркозовая, плохоотсортированная при высоком содержании обломков осадочных пород и кремнистых сланцев; *4* — полевошпатово-граувакковая при повышенном содержании обломков глинистых сланцев и кварцитов; *5* — полевошпатово-граувакковая при повышенном содержании обломков эффузивов, при высоком содержании метаморфического кварца, слюд и хлорита. Материнские породы терригенно-минеральных ассоциаций: *6* — кристаллические сланцы, филлиты и гнейсы (байкалиды); *7* — метаморфизованные осадочные породы (герциниды); *8* — эффузивные породы; *9* — осадочные породы (альпиды). Стрелки — направление переноса терригенных компонентов

и Юго-Восточного Кавказа (фиг. 9, 10). Это позволило нам наглядно иллюстрировать изменения схемы распределения терригенно-минеральных ассоциаций и состава материнских пород в переломных моментах среднеюрской эпохи Восточного и Юго-Восточного Кавказа.

Терригенно-минеральные ассоциации времени накопления карахской свиты (ааленский этап)

Для времени накопления карахской свиты на территории Восточного и Юго-Восточного Кавказа намечаются четыре терригенно-минеральные ассоциации, отражающие в общих чертах петрографический состав материнских пород и характер тектоники и климата различных участков основных и внутренних областей денудаций (фиг. 9). Вслед за Н.И. Страховым (1960, 1961), А.Г. Коссовской (1959, 1962), П.П. Тимофеевым (1969, 1970) и др. при объяснении генезиса песчано-алевролитовых пород мы придерживаемся мнения, что состав терригенно-минеральных ассоциаций в областях седиментации обусловлен прежде всего петрографическим составом материнских пород, тектоникой и климатом областей денудаций. Что касается фаций, солевого режима и гидродинамики бассейна седиментации, то они являются второстепенными факторами. Конечно, тут нельзя игнорировать роль постседиментационных процессов в изменении первичного состава терригенно-минеральных ассоциаций в областях интенсивного развития катагенеза и начального метаморфизма.

В ааленский век в Северном, Северо-Западном и Центральном Дагестане формировалась ассоциация граувакково-кварцевых песчаников и алевролитов с высоким содержанием циркона и апатита (фиг. 8). Содержание кварца в этой минеральной ассоциации колеблется в пределах 50–70%. Отмечаются также пласты, прослои и небольшие пачки олигомиктовых песчаников аллювиального и дельтового генезиса.

Большинство зерен кварца относится к его осадочному генетическому типу. Описаны зерна с волнистым погасанием и включениями турмалина и рутила; в районе хр. Салатау среди зерен кварца отмечается много катаклазов. Полевые шпаты встречаются в небольшом количестве (6–12%) и представлены ортоклазом, зерна которого сильно разрушены и каолинитизированы. Содержание плагиоклазов весьма незначительно, сложены они кислыми плагиоклазами. Обломки пород представлены обломками кварцитов, кремнистых пород, кремнистых сланцев, в меньшей степени – обломками осадочных пород. В Центральном Дагестане в составе ассоциаций граувакковых кварцевых песчаников в граувакковом материале заметную роль играют обломки глинистых и кристаллических сланцев (4–6%). Тяжелая фракция данной минеральной ассоциации изобилует цирконом (20–45%) и апатитом (12–30%) (табл. 12).

Все отмеченные черты граувакково-кварцевой минеральной ассоциации свидетельствуют о том, что материнские породы северной суши сложены метаморфическими и осадочными породами. При этом из области Сунжинского и Терского хребтов размывались преимущественно метаморфизованные осадочные породы верхнего палеозоя (герциниды) и в меньшей степени – осадочные породы нижнего мезозоя.

В зоне Сулакского массива также размывались метаморфизованные осадочные породы верхнего палеозоя и в меньшей степени – кристаллические метаморфические породы эопалеозоя. Последний вывод под-

тверждается еще тем, что в конгломератах из основания аллювиальных песчаников карахской свиты рек Аварское Койсу, Кара-Койсу нами обнаружены гальки из кристаллических сланцев.

Ассоциация полевошпатово-граувакков при заметном содержании обломков эффузивов и фемических минералов расположена в Юго-Восточном Дагестане и предположительно в Прикаспийской низменности Азербайджана (фиг. 9). Для этой терригенно-минеральной ассоциации характерно резкое увеличение содержания ортоклаза (до 22%), появление в заметном количестве зерен кислых плагиоклазов (2–4%), наличие обломков эффузивов в граувакковом материале, а также увеличение апатита и появление фемических минералов в тяжелой фракции. Полевые шпаты в песчано-алевролитовых породах хивской свиты, возрастая по содержанию в разрезах Гамриозень, Рубсачай, Трисанчи и Дузлак, образуют ряд пластов граувакково-аркозового состава. Обломки эффузивов составляют по нашим данным 4–6% и по данным В.Т. Фролова (1965) 10–15% граувакковего материала Юго-Восточного Дагестана. Среди оболомков эффузивов В.Т. Фролов выделяет обломки кислого и среднего составов кварцевых порфиров, дацитов и трахиандезитов. Среди зерен кварца наряду с осадочным кварцем существенное место занимают его изверженный и метаморфический генетический типы.

Все отмеченные признаки полевошпатово-граувакковых песчаников карахской свиты Юго-Восточного Дагестана позволяют определенно утверждать, что в ааленский век из Среднекаспийского свода размывались в основном метаморфизованные осадочные породы верхнего палеозоя и в меньшей степени – эффузивы верхнего палеозоя и нижнего мезозоя*, а также метаморфические породы эопалеозоя. Не исключено предположение об участии в строении Среднекаспийского свода интрузивных пород гранитоидной группы. Эта мысль подтверждается большим содержанием апатита в тяжелой фракции полевошпатовых граувакков и распространением в обломочном концентрате пертитов и решетчатого микроклина.

Подобная ассоциация полевошпатово-граувакков с другими минералого-петрографическими компонентами (высоким содержанием мусковита, хлорита и метаморфического кварца) распространена в Юго-Восточном окончании Большого Кавказа и на его южном склоне.

Полевошпатовые граувакки южного склона наряду с высоким содержанием полевых шпатов и кварца отличаются обогащенностью их тяжелой фракции чешуйками мусковита, хлорита и частично биотита (25–55%). Среди зерен кварца преобладающее большинство принадлежит метаморфическому генетическому типу. Все эти признаки полевошпатовых граувакков позволяют определенно говорить о том, что в ааленский век с Куринской плиты размывались преимущественно мусковит-хлоритовые, кварц-биотитовые сланцы эопалеозоя. Этот вывод подтверждается еще и тем, что на южном склоне Большого Кавказа в конгломератах из основания кимериджа и титона (селения Ашаты Зейзит, Фильфили) Э.Ш. Шихалибейли и нами описаны подобные породы (см. гл. VI).

Граувакково-кварцевая и граувакковая терригенно-минеральная ассоциация имеют локальное распространение в зоне Главного хребта и характеризуются высоким содержанием кварца, обломков пород и устойчивых акцессорных терригенных минералов. Среди зерен кварца

---

* Об этом свидетельствует различная степень разрушенности и измененности обломков эффузивов (Фролов, 1965).

преобладает осадочный генетический тип. Граувакковый материал представлен обломками кремнистых пород, кремнистых сланцев и осадочных пород. Обломки кварцитов, глинистых сланцев составляют небольшую долю граувакковой материала (3–6%). Обломки эффузивов встречаются в виде единичных зерен.

Отмеченные минералогические признаки ассоциации граувакково-кварцевых и граувакковых песчаников свидетельствуют о том, что их материнской породой была песчано-сланцевая толща нижней юры. Возможно, в качестве источников сноса терригенного материала служили и отдельные выступы и возвышенности эопалеозойских кристаллических сланцев.

Терригенно-минеральные ассоциации хиналугской свиты

Резкая перестройка ландшафтно-тектонического плана в раннебайосский век вследствие предбайосских движений существенно изменила и осложнила схему распределения терригенно-минеральных ассоциаций в области седиментации. На изменение терригенно-минеральных ассоциаций в некоторой степени повлиял также и активный гидродинамический режим байосского бассейна (см. гл. 6).

Для времени накопления хиналугской свиты на Восточном и Юго-Восточном Кавказе установлено пять терригенно-минеральных ассоциаций, отражающих специфические петрографические особенности питающих провинций (см. фиг. 9).

Ассоциация граувакково-кварцевых песчаников унаследованно распространена в Северном Дагестане, но в байосский век полоса ее распространения значительно сузилась (см. фиг. 10). Для этой минеральной ассоциации характерно низкое содержание полевых шпатов, высокое содержание кварца, обломков кварцитов, кремнистых пород и кремнистых сланцев, наличие устойчивых акцессорных терригенных минералов. Среди зерен кварца отмечаются как мутные частицы осадочного кварца, так и катаклазы, а также зерна метаморфического кварца с волнистым погасанием. По этим минералогическим признакам можно допустить, что ассоциация граувакково-кварцевых песчаников формировалась в основном за счет размыва нижнемезозойских осадочных пород (альпиниды), в меньшей степени за счет размыва верхнепалеозойских метаморфизованных осадочных толщ (герциниды) и кристаллических эопалеозойских пород Сулакского массива.

Ассоциация полевошпатово-граувакков распространена в Центральном Дагестане. Нам кажется, при формировании подобной минеральной ассоциации, помимо основных источников сноса, определенную роль играли береговые течения, сносившие из внутренней области и Среднекаспийского свода большой полевошпатовый и граувакковый материал в Центральный Дагестан (см. фиг. 10).

Сложная терригенно-минералогическая ассоциация грауаакков, полевошпатово-граувакков и граувакково-аркозов занимает обширную область: Сланцевый Дагестан, зону Главного хребта, Юго-Восточный Кавказ и его южный склон. На всей большой площади распространения данных минеральных ассоциаций, по-видимому, существенную роль играли прибрежные течения, имевшие сначала юго-восточное (вдоль Самур-Шахдагской суши и в районе горы Тфан, Хиналуг), а затем северное направление.

Для полевошпатово-граувакковых, граувакковых и граувакково-аркозовых минеральных ассоциаций характерно высокое содержание полевых шпатов и второстепенная роль кварца; даже в собственно граувакковых песчаниках зачастую содержание полевых шпатов больше, чем кварца. Кроме того, для этих пород характерно наиболее высокое содержание плагиоклазов (до 10%) по сравнению с песчано-алевролитовыми породами других стратиграфических подразделений средней юры. Плагиоклазы относятся к альбит-олигоклазовому ряду, большинство их зерен имеет свежий облик. Среди зерен кварца отмечаются как осадочная, так и метаморфическая генетические модификации. Обломки представлены различными осадочными породами; меньше обломков кремнистых пород и кремнистых сланцев. Большую часть грауваккового материала составляют обломки глинистых пород, кристаллических сланцев и кварцитов. Спорадически встречаются обломки эффузивов. Акцессорные минералы указанных минеральных ассоциаций представлены цирконом, гранатом, турмалином, мусковитом, хлоритом; в единичных зернах отмечаются пикотит, ставролит, дистен.

Описанные минералогические признаки полевошпатово-граувакков и граувакково-аркозов раскрывают никем не замеченную до сих пор деталь, заключающуюся в том, что Самур-Шахдагская суша в байосский век была сложена как альпинидами, так и байкалидами. Помимо песчано-сланцевой толщи нижней юры, размывались кристаллические метаморфические и даже изверженные породы, богатые полевыми шпатами. Без такого допущения трудно объяснить широкое распространение граувакковых аркозов в хиналугской свите.

Наиболее южная терригенно-минералогическая ассоциация, названная полевошпатово-граувакковой, при повышенном содержании обломков эффузивов, метаморфического кварца и слюд занимает Вандамскую зону южного склона Большого Кавказа. Диагностическими генетическими признаками этой минеральной ассоциации являются: наличие вулканомиктового материала, большое содержание среди зерен кварца его метаморфической генетической разности, высокое содержание мусковита и хлорита и появление фемических минералов в тяжелой фракции. По этим генетическим признакам полевошпатово-граувакков Вандамской зоны можно предположить, что они образовались за счет размыва с Куринской плиты кристаллических сланцев и филлитов эопалеозоя и в меньшей степени — эффузивных покровов мезозоя.

Ассоциация полевошпатово-граувакковых песчаников с повышенным содержанием обломков глинистых сланцев и кварцитов распространена в Прикаспийской низменности Дагестана и Азербайджана. Характерно, что в этой ассоциации отсутствуют либо встречаются в единичных зернах обломки эффузивов; последние являлись весьма характерным генетическим признаком минеральной ассоциации карахской свиты, распространенной на данном участке. Видимо, в век образования хиналугской свиты в результате предбайосских движений на среднекаспийском своде резко изменились состав пород питающей провинции и гидрографическая сеть.

Генетическими признаками полевошпатово-граувакковых песчаников хиналугской свиты Прикаспийской низменности являются: повышенное содержание калиевых полевых шпатов, наличие среди зерен кварца осадочного и метаморфического генетических типов, заметная роль в граувакковом материале обломков глинистых и кристаллических сланцев, кварцитов (5–7%), наличие в тяжелой фракции устойчивых минералов и единичных зерен дистена, ставролита и эпидота. По перечисленным

признакам ассоциации полевошпатово-граувакковых песчаников Прикаспийской низменности формировались благодаря денудации метаморфизованных осадочных пород верхнего палеозоя и в меньшей степени — метаморфических пород Среднекаспийского свода.

ИЗМЕНЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ПЕСЧАНО-АЛЕВРОЛИТОВЫХ ПОРОД СРЕДНЕЙ ЮРЫ И ЕГО СВЯЗЬ С КЛИМАТОМ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

Для выяснения эволюции минералогического состава песчано-алевролитовых пород средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа составлена сводная таблица на основе почти 500 анализов, которая отражает средний минералогический состав этих пород по шести стратиграфическим подразделениям юры (табл. 16). Средний минералогический состав песчано-алевролитовых пород пограничных ярусов нижней и верхней юры имеет меньшую достоверность из-за малого количества анализированных проб. В целом этот состав песчано-алевролитовых пород нижней и средней юры имеет много общего. Он мало подвержен дифференциации и характеризуется преобладанием в своем составе грауваккового материала, что свойственно для геосинклинальных областей с интенсивным прогибанием дна бассейнов седиментации. Тем не менее при тщательном знакомстве со сводной таблицей можно уловить ряд закономерных изменений в среднем минералогическом составе песчано-алевролитовых пород в рассматриваемом стратиграфическом интервале. Эти изменения особенно резко выражены в коэффициентах мономинеральности песчано-алевролитовых пород (табл. 16). Нам кажется, эволюция минералогического состава песчано-алевролитовых пород средней юры должна коррелироваться с климатическими и тектоническими изменениями, происходившими в среднеюрской эпохе.

Известно, что в среднеюрской эпохе Кавказа отмечаются три периода активизации тектонических движений: на рубеже верхнего тоара—аалена,

Таблица 16

Средний минералогический состав песчано-алевролитовых пород среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа, %

Стратиграфическое подразделение	Кварц	Ортоклаз-микроклин	Альбит-олигоклаз	Обломки осадочных пород	Обломки кремнистых пород и кремнистых сланцев
Келловейский ярус	52	14	1	18	12
Карадагская свита	39	16	2	27	13
Кейванская свита	36	21	3	23	14
Хиналугская свита	25	26	4	24	15
Хивская свита	37	17	2	15	21
Карахская свита	45	12	1	20	16
Верхний тоар (свита Ири)	49	10	1	19	18

аалена—байоса и в батском веке. За этот промежуток времени 3 раза перестроился ландшафтно-тектонический план Кавказа (В.В. Белоусов, В.Е. Хаин, А.А. Сорский, Н.Н. Ростовцев, К.О. Ростовцев, Э.Ш. Шихалибейли и др.).

Опираясь на палеоклиматические данные ряда исследователей (В.А. Вахремеев, Р. Боуэн, П. Фриц, Т.С. Берлин, А.В. Хабаков, Д.П. Найдин и т.д.), а также на палеотемпературные исследования можно предположить, что климат Восточного и Юго-Восточного Кавказа в среднеюрскую эпоху испытал изменения трижды: теплый, субтропический тоар-ааленский век, умеренно влажный байосский век и сухой субтропический бат-келловейский век. Интересно проследить связь отмеченных тектонических активностей и климатических изменений со средним минералогическим составом песчано-алевролитовых пород.

Высокое содержание кварца в песчано-алевролитовых породах свиты Ири и карахской свиты при низком содержании полевых шпатов, особенно плагиоклазов, может быть обусловлено теплым субтропическим климатом верхний тоар-ааленского века. Об этом свидетельствует также относительно повышенное значение коэффициента мономинеральности пород, доходящего до 1% (табл. 16). Однако тектоническая активность в период образования карахской свиты существенно не отразилась на минералогическом составе песчано-алевролитовых пород, ибо состав и содержание грауваккового материала в песчано-алевролитовых породах свиты Ири и хивской свиты, отложения которых образовались в более спокойных тектонических условиях, не отличаются от таковых карахской свиты.

Уменьшение содержания кварца и увеличение содержания полевых шпатов в песчано-алевролитовых породах хивской свиты связано с изменением состава пород питающих провинций, а следовательно, с тектоникой и вулканической активностью территории, нежели с климатическими факторами, поскольку в период образования отложений этой свиты климат на Кавказе по-прежнему оставался теплым субтропическим.

	Обломки глинистых сланцев	Обломки кварцитов	Обломки эффузивов	Акцессорминералы	Коэффициент мономинеральности (зрелости)	Число анализов
	1	2	–	0,2	1,1	19
	1	1	0,5	0,5	0,6	13
	1	1	0,2	0,7	0,6	28
	1	2	3	0,6	0,3	203
	2	4	2	0,3	0,6	101
	2	3	1	0,7	0,8	129
	1	2	–	0,3	0,96	14

Резкое уменьшение содержания кварца, а также увеличение содержания ортоклаза, кислых плагиоклазов и граувакковото материала с заметным количеством эффузивов и с низким значением коэффициента мономинеральности в песчано-алевролитовых породах хиналугской свиты хорошо коррелируются как с тектоническими, так и с климатическими факторами. Притом оба эти фактора действуют на минералогический состав песчано-алевролитовых пород свиты в одном направлении. Так, например, вследствие предбайосских движений за счет воздымания областей денудации и возрастания внутренних областей размыва в осадконакоплении резко увеличилось содержание граувакковото материала, эффузивов. Однако похолодание климата в байосский век подавило химическое выветривание пород, что привело в областях денудации к размыву незрелой коры выветривания с большим содержанием полевых шпатов.

Тектоническая активность батского века и потепление климата в некоторой степени также коррелируются с минералогическим составом песчано-алевролитовых пород карадагской свиты. Прежде всего бросается в глаза высокое содержание граувакковото материала (43%) и увеличение содержания кварца в песчано-алевролитовых породах. Связь минералогического состава песчано-алевролитовых пород келловея с климатом и тектоникой более сложная и неясная. Однако высокое значение коэффициента мономинеральности песчано-алевролитовых пород, несомненно, подтверждает субтропический климат келловейского века на Кавказе.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ГЛИНИСТЫХ ПОРОД СРЕДНЕЙ ЮРЫ

Глинистые породы в пределах Юго-Восточного Кавказа и южного склона Большого Кавказа составляют 60–80% отложений карахской и хивской свит (аален), а на Восточном Кавказе – 50–80% хиналугской, кейванской и карадагской свит (см. табл. 5, 6, 7).

В Прикаспийской низменности глинистые породы являются основными элементами отложений хиналугской и кейванской свит (40–60%), а в Бегимдаг-Текчайской зоне тонкодисперсные породы составляют 80–92% хивской свиты (см. табл. 4).

По текстурным особенностям и метаморфизму 70–75% глинистых пород средней юры изученной территории принадлежат к аргиллитам и лишь 25–30% – к сланцевым аргиллитам, глинистым и аспидным сланцам. В области передовой складчатости в керновом материале глубоких скважин (пл. Миатлы, Талги, Иргартбаш, Даг.огни, Хошмензил, Ялама, Худат) среди глинистых пород средней юры по размокаемости в воде выделены аргиллитоподобные разновидности, которые испытали лишь начальный этап катагенеза. Распространение глинистых сланцев лимитировано областью интенсивной тектонической дислокации, обусловившей развитие стресса и динамометаморфизма. К участкам распределения глинистых сланцев могут быть отнесены также ядра Джуфидагского, Самурского и Тфанского антиклинориев, переклинальная часть Шахинабад-Мазинского антиклинория и Аттагайская зона (верховья рек Белоканчай, Мухахчай, Курмухчай). В этой зоне глинистые и аспидные сланцы рассечены многочисленными прожилками кварца, что придает им окварцеванный облик. В Прикаспийской низменности распространение глинистых сланцев установлено в Бегимдаг-Текчайской зоне и частично в районе Губденского тектонического выступа. В целом в де-

прессиях нет четкой закономерности в изменении структуры глинистых пород с увеличением глубины. Так, например, на площади Текчай (скв. 17) на глубине 3200 м идут типичные аргиллиты (скважина заложена на своде складки), а на площади Нардаран примерно при таких же структурных условиях на глубине 2018 м глинистые породы метаморфизованы до глинистых сланцев.

Глинистые породы карахской и хивской свит

Аргиллиты аалена окрашены в темно-серый цвет (вблизи угольных пластов) благодаря примеси тонкораздробленного углефицированного растительного материала, макроскопически неслоистые, имеют скорлуповатую оскольчатую и реже сланцевую отдельности. За счет активной деятельности илоедных организмов и корневой системы в лагунных и болотных аргиллитах нередко отмечается комковатая текстура; морские аргиллиты, как правило, обладают оскольчатой, скорлуповатой и грифелевидной отдельностями с раковистым изломом.

В озерных и лагунно-заливных глинах, а также в глинах зоны спокойной седиментации морских водоемов установлена тонкая слойчатость, обусловленная неравномерным распределением терригенной примеси и органического вещества под действием сезонных изменений. Аргиллиты с незначительной примесью терригенного материала (до 5%) встречаются лишь в морских, относительно глубоководных глинистых отложениях. В остальных же случаях содержание песчано-алевролитовой примеси значительно.

Песчано-алевролитовый материал глинистых пород аалена состоит в основном из кварца (5–36%); ортоклаз обнаруживается в небольших количествах (1–8%), а в некоторых образцах вообще отсутствует. Обнаружены в незначительном количестве кислые плагиоклазы. В аргиллитах Южного и Юго-Восточного Кавказа в составе обломочного концентрата содержание полевых шпатов не уступает содержанию кварца (15–18%). Из акцессорных примесей часто встречаются устойчивые минералы — рутил, циркон, гранат, турмалин и апатит. Изредка обнаруживаются выветрелые зерна хлорита, биотита, эпидота и цоизита.

Для аргиллитов характерно повсеместное присутствие сидерита (0,6–30,0%), который встречается в виде микроконкреций (0,5–0,14 мм) и неправильных скоплений. Наиболее высокое содержание его (20–30%) характерно для аргиллитов субконтинентальных и континентальных отложений (ЛЗГ и Б). В морских отложениях он встречается либо в малом количестве, либо же совсем отсутствует. Интересно отметить, что в аргиллитах морских отложений пирит встречается как в виде мелких шариков фитоморфоз неправильных форм, так и в виде мелких кристаллов простых форм, сросшихся один с другим (куб, октаэдр и пентагондодекаэдр). В аргиллитах же лагунно-заливных и болотных отложений пирит развивается по растительным детритам, зачастую образуя по ним псевдоморфозу. Для аргиллитов аалена характерно большое содержание (5–25%) растительных остатков, которые имеют поликомпонентный состав. В глинистых породах субконтинентальных отложений в составе растительного материала наряду с фюзенизированными компонентами заметное место занимают бурые гелефицированные ингредиенты и темнокрасные кутинизированные элементы.

Изучение растворимой части аргиллитов различных фаций показывает, что содержание растворимого железа в них варьирует в диапазоне 2,1–

5,4%, что в среднем составляет 3,2%. Содержание растворимого марганца обычно не превышает сотых долей процента. Количество растворимого кальция в большинстве образцов аргиллитов близко к содержанию железа и составляет для карахской и хивской свит в среднем 1,5–2,5%. Содержание магния в аргиллитах в редких случаях доходит до 1% (0,02–1,04%); среднее же количество растворимого магния в глинистых породах аалена в 5 раз меньше по сравнению с кальцием.

Установить какую-либо закономерность в распределении кальция, магния, железа и марганца в аргиллитах различных фаций, как это наблюдается для карбонатных конкреций, трудно. Однако можно отметить, что 50–60% растворимой части аргиллитов состоит из железа. Отсутствие четкой закономерности в распределении растворимых форм Ca, Mg, Fe, и Mn, по-видимому, связано с диагенетическими процессами, которые вместе с органическим веществом обусловили образование в осадках (илах) пестрых геохимических условий, где эти элементы в зависимости от фациальных особенностей аргиллитов имели разную геохимическую подвижность (Халифа-заде, 1960). Поэтому в отличие от конкреций в аргиллитах континентальных и субконтинентальных отложений содержание кальция больше содержания железа, а в морских мелководных отложениях они встречаются примерно в равных количествах. Такую же зависимость имеют карбонатные соли этих элементов в аргиллитах, о чем подробно будет сказано в разделе "Конкреции среднеюрских отложений...".

В глинистых породах карахской и хивской свит изучено распределение 20 малых элементов. Большинство из них встречается почти во всех образцах и содержится в бóльших количествах, чем в песчаниках. В частности, в аргиллитах отмечается повышенное содержание титана, ванадия и спорадически встречаемых иттрия, иттербия, циркония, германия и галия. Распределение малых элементов в глинистых породах аалена не контролируется фациальными условиями их образования. Это дает нам возможность предполагать, что перенос малых элементов в водоем происходил в составе механических взвесей. Повышенное содержание титана в отдельных пробах, возможно, обусловлено рутилом, анатазом и сфеном, которые нередко были описаны в шлифах в виде идиоморфных зерен или определены в составе "тяжелых" фракций.

Глинистые породы хиналугской и кейванской свит

Глинистые породы хиналугской и кейванской свит практически не отличаются от аргиллитов аалена по цвету и текстурным признакам. Основной отличительной особенностью их является то, что в байосских глинах не встречаются богатые растительными остатками разности и отсутствует присущая им комковая текстура. Макроскопические аргиллиты хиналугской и кейванской свит имеют серый, темно-серый цвет со скорлуповатой, оскольчатой и грифелевидной отдельностями. На участках выветривания они приобретают листовую отдельность и светло-бурую окраску за счет окисления заключенных в них сульфидов и карбонатов железа. Мощность однородных толщ байосских аргиллитов исчисляется сотнями метров (хр. Лес, реки Кара-Койсу, Андийское и Аварское Койсу).

Глинистые породы байоса по сравнению с ааленскими глинами лучше отсортированы. Однако в зависимости от фациального профиля отло-

жений они содержат значительную примесь обломочного материала (5–30%).

Аргиллиты из глубоководных отложений верхнего байоса содержат крупные конкреционные линзы (1X2 м) с коркой тутенштейна и планктонные фораминиферы – глобигерины. Микроскопически аргиллиты состоят из обломочной примеси, аутигенных минеральных включений, растительных остатков и основной глинистой массы. Обломочная примесь составляет 5–30% общей массы пород. Она представлена кварцем (4–39%), полевыми шпатами (0,5–10%), обломками различных пород (5–6%), слюдами (до 3%), хлоритом (1%), единичными зернами граната, циркона, турмалина и рутила. Интересно заметить, что в обломочной примеси аргиллитов байоса южного склона содержание полевых шпатов значительно (10–48%) и превалирует над содержанием кварца.

Аутигенные минералы глинистых пород байоса представлены дисульфидами железа, сидеритом (магниосидеритом), анкеритом, кальцитом и скрытокристаллической модификацией кремнезема. Пирит имеет либо округлую форму в виде микроконкреций и шариков, либо неправвильную, когда дисульфид железа развивается по растительным остаткам. При большом увеличении ясно видно кристаллическое строение микроконкреций пирита, которые состоят из кристаллов в форме кубов и пентагондодекаэдров. В аргиллитах хиналугской свиты микроконкреции пирита в большинстве случаев по количеству преобладают над микроконкрециями Fe-каобонатов. По составу карбонатные микроконкреции кальцитовые, реже анкерит-доломитовые, скрытокристаллические. Модификации кремнезема встречаются редко и обычно в виде овальных и неправильных выделений.

Растительные остатки в аргиллитах байоса тонкораздробленные и встречаются в виде растительного шлама (2–15%); растительная ткань непрозрачная, сильно фюзенизирована, в прибрежных глинах иногда присутствует примесь гелефицированной растительной ткани и кутинизированных элементов (до 2%).

С целью уточнения характера развития диагенетических процессов в аргиллитах для большого количества образцов была исследована их растворимая часть. Оказалось, что содержание металлического железа независимо от фациальных принадлежностей и стратиграфического уровня аргиллитов колеблется в пределах 2–3%. Кальций в растворимой части аргиллитов содержится в незначитльных количествах (0,25–1,5). Между содержанием кальция и магния в аргиллитах байоса имеется существенная разница, во многих образцах преобладает последний. Отмеченная схема распределения трех растворимых элеметов в аргиллитах обусловлена ландшафтно-климатическими факторами, геохимическими особенностями байосского бассейна рассматриваемой территории.

В результате похолодания климата в байосский бассейн с континента поступило меньше железа и марганца по сравнению с ааленским этапом развития области, что привело к нарушению соотношения этих элементов с кальцитом в первичных глинистых осадках. Фактически в байосских глинистых осадках кальций преобладает над суммарным содержанием Fe и Mn. При таких геохимических условиях седиментации в диагенезе в илах создавалась геохимическая среда (pH = 7–8), благоприятная для перераспределения кальция, но не благоприятная для миграции железа и частично марганца. Поэтому первичная схема распределения последних элементов в течение диагенеза осталась неизменной. Благодаря своей подвижности кальций в глинах все время расходовался на стяжение конк-

реций и образование цемента в песчано-алевролитовых пород^х. Поэтому не случайно, что песчано-алевролитовые породы байоса более известковисты, чем подстилающие их аргиллиты. В аргиллитах байоса изучено также содержание ряда малых элементов; анализ данных распределения малых элементов показывает, что содержание большинства из них (Са, Cu, Ni, Со, Be, Zn, Pb, Cr) не превышает их кларков в осадочных породах и глинистых сланцах (Виноградов, 1962). Только Ti и Zr встречаются в количествах, в десятки раз больших, чем их кларки в глинах или сланцах. Это обусловлено присутствием в глинистых породах хиналугской и кейванской свит акцессорных минералов этих элементов (сфен, рутил, анатаз, циркон). В некоторых образцах отмечается повышенное содержание бария и ванадия. Распределение этих элементов в аргиллитах в некоторой степени контролируется фациальным типом глинистых пород. Для остальных элементов фациальная связь не установлена, и, видимо, они переносились в водоем в составе механических взвесей.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФРАКЦИИ < 0,001 мм ГЛИНИСТЫХ ПОРОД СРЕДНЕЙ ЮРЫ ВОСТОЧНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Впервые минералогический состав среднеюрских аргиллитов Юго-Восточного Кавказа расшифрован нами (Халифа-заде, 1953, 1954) на основании микроскопического, химического, термического, рентгенографического изучения их тонкой фракции (фракция < 0,001 мм). Тогда было сделано заключение, что они сложены монотермитом и иллитом. Позже на базе выполненного комплекса исследований химического анализа фракции < 0,001 мм был рассчитан кристаллохимический состав этих фракций. Итогом исследований явился вывод о том, что аргиллиты средней юры сложены гидрослюдами различной степени деградации. Монотермит и иллит авторами рассматривались как различные стадии изменения (деградации) гидрослюд (Халифа-заде, 1957, 1958).

В последующих исследованиях нами расшифрован минералогический состав всех фациальных и структурных типов среднеюрских аргиллитов.

Минералогический состав аргиллитов угленосной толщи Дагестана исследован (в 10 образцах) В.Т. Фроловым (1957). Этот исследователь брал аргиллиты различных "фациальных" обстановок — подугольные, надугольные, лагунные и морские. В результате комплексного изучения пород он пришел к заключению, что они сложены гидрослюдами. При этом аргиллиты собственно угленосных отложений представлены гидрослюдами с примесью каолинита и хлорита, а надугленосные морские аргиллиты, помимо гидрослюд, содержат небольшую примесь монтмориллонита и бейделлита.

Ааленские аргиллиты Дагестана изучались Г.Н. Бровковым (1960), который, помимо минералогического состава, исследовал изменение поглощенного комплекса в различных фациальных типах по методу Стадникова. По данным этого исследователя, содержание поглощенных оснований растет от глинистых пород континентальных фаций в сторону морских. Большинство исследованных разрезов содержит примесь хлорита. Г.И. Носов (1962) в работе по глинистым минералам нефтепроизводящих свит Северного Кавказа приводит химический состав и электронно-микроскопические характеристики аргиллитов байоса—бата площадей Селли и Гаша, а также р. Цмурчай. Изменение органического

вещества и минералогического состава аргиллитов юры Восточного Кавказа по этапам катагенеза было изучено Е.М. Конышевой, которая обнаружила в метаморфизованных глинах аалена диоктаэдрический гидромусковит-гюмбелит.

Некоторые данные о минералогическом составе глинистых пород верхнего тоара

Минералогический состав глинистых пород верхнего тоара изучен на очень ограниченном количестве образцов с применением электронно-микроскопии и термографии, а также с определением в них величины емкостной сорбции. Образцы взяты из различных участков слюдисто-сланцевой толщи верхнего тоара, которая прекрасно обнажается в присводовой части Шихинабад-Мазинского антиклинория в долине р. Мазачай. По степени метаморфизованности они принадлежат к сланцеватым аргиллитам. Емкость сорбции в изученных 10 пробах очень низка и не превышает 7–8 мг/л. Термические кривые аргиллитов характеризуют минералы группы гидрослюд. Электоронно-микроскопические снимки тоарских глин показали, что они сложены непрозрачными пластинками обломочных гидрослюд. Вокруг пластинок отсутствуют регенерационные каемки, что говорит о слабом метаморфизме верхнетоарских аргиллитов.

Таким образом, по предварительным данным глинистые породы верхнего тоара бассейна р. Мазачай сложены обломочными гидрослюдами. Катагенетическое преобразование тоарских гидрослюд в других районах описано Е.М. Конашевой.

Минералогический состав глинистых пород карахской свиты

В аргиллитах, глинистых сланцах и тонких фракциях песчаников карахской свиты Восточного и Юго-Восточного Кавказа установлены следующие минералы: каолинит, обломочная гидрослюда, аутигенная гидрослюда, хлорит и смешанно-слойный минерал монтмориллонит-гидрослюда (смектиты).

Каолинит встречается как в континентальных и субконтинентальных (фации болот, поймы, дельты и лагуны), так и в морских отложениях. В последних он встречается также на южном склоне Большого Кавказа. Присутствие каолинита хорошо аргументируется результатами рентгенографии коллоидной фракции (фотометод и рентгенодифрактометрия). В частности, базальные рефлексы – *d* (001) 7,05 и *d* (002) – 3,5 Å, полученные для образцов Салатау-96, Кара-Койсу-5 и Гетенкиль-5, подтверждают присутствие каолинита. В тонкой фракции аргиллитов карахской свиты наличие каолинита подтверждено также данными электронно-микроскопических, оптических, термографических и химических исследований. В частности, каолинитсодержащие образцы на кривых нагревания при 950° С имеют экзотермический пик различной степени интенсивности (см. фиг. 10). В иммерсии чешуйки каолинита имеют низкое двупреломление (0,009) и Ng' 1,565.

Химический анализ тонкой фракции (табл. 17) каолинит-гидрослюдистых глин обнаруживает высокое содержание Al_2O_3 (> 28%). Содержание K_2O не превышает 1,5–2,0%, а количество высокотемпературной воды составляет 8,0–12,0%. Такое содержание Al_2O_3, K_2O и H_2O^+ в

Таблица 17

Химический состав фракции < 0,001 мм аргиллитов карахской свиты, % на сухой вес

Район	№ образца	Фация	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Чирахчай	2	Болотная	47,63	0,62	28,83	4,50	1,72
То же	3	"	49,44	0,64	28,02	1,65	2,24
"	4	Лагунная	48,82	0,61	25,54	5,76	3,13
Рубасчай	6	Болотная	47,67	0,73	27,04	1,47	4,04
То же	7	"	50,13	0,91	29,07	1,58	2,61
"	8	"	49,47	0,80	28,17	1,75	3,24
Салатау	10	Пойменная	48,96	1,09	31,69	1,63	0,88
То же	96	Аллювиальная	64,62	–	21,38	0,89	0,58
Кара-Койсу	5	Дельтовая	59,36	–	25,16	0,91	0,88
То же	6	Болотная	64,68	–	21,35	1,47	0,58
Цмурчай	233	Морская	47,66	0,49	25,19	5,28	2,42
То же	234	"	47,26	0,80	29,78	2,79	1,23
Бабачай	57	"	55,84	0,18	24,64	2,04	–
То же	58	"	56,62	–	24,27	5,51	1,56
"	55	"	47,64	–	27,92	2,82	–

тонких фракциях аргиллитов карахской свиты связано с различной примесью каолинита. В образце Салатау-96 (каолинит-гидрослюдистый аргиллит) относительно низкое содержание Al_2O_3 (18%) связано с сильной загрязненностью тонкой фракции свободным кремнеземом (28–30%).

На электронно-микроскопических снимках заведомо каолинитовых глин в результате окатанности обломочные пластинки каолинита морфологически плохо распознаются; тем не менее на снимках образцов Кара-Койсу-5; 1, Аварское Койсу-107, Уллучара-125 были установлены шестигранники каолинита с полупрозрачными пластинками. Хорошо развиты крупные призматические чешуйки и шестигранники каолинита в цементе песчаников и алевролитов из аллювиальных и лагунно-заливных отложений карахской свиты. В фациальном отношении каолинит распространен как в континентальных и переходных, так и в типично морских отложениях. Однако высокое содержание его (40–45%) обычно приурочено к аллювиальным и болотным отложениям.

Гидрослюда в аргиллитах и глинистых сланцах карахской свиты имеет широкое распространение и, являясь породообразующим минералом, встречается во всех фациальных типах глин. Судя по результатам электронно-микроскопического анализа, в данном комплексе встречаются две разновидности гидрослюды: аутигенная и обломочная. К аутигенной гидрослюде мы относим ее удлиненные, призматические, полупрозрачные пластинки, которые встречаются в виде единичных чешуек в аргиллитах и несколько чаще — в цементе песчано-алевролитовых пород. К обломочным гидрослюдам относятся неправильные, угловатые и изометрические пластинки с четкими или слаборазмытыми краями.

Присутствие гидрослюд в аргиллитах установлено по характерным для них базальным рефлексам – *d* (002) –9,80–10,1; (004) –4,90–5,01; (006) – 3; 30–3,34; (008) –245–250 Å, а также *d* (010) –1,97–2,00 Å.

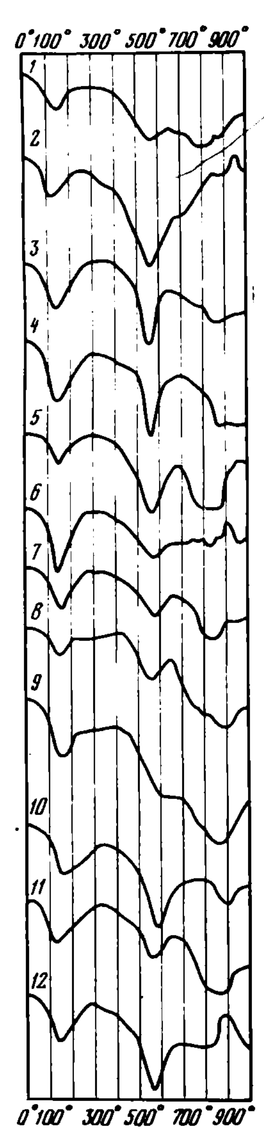
MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	П.п.п.	Сумма	H_2O^-	H_2O^+
–	1,88	1,01	4,57	0,60	9,15	100,59	3,05	–
–	2,20	0,70	5,79	0,90	8,25	99,87	2,26	–
–	2,25	0,89	4,25	1,36	7,89	100,54	2,35	–
–	2,47	0,89	3,74	0,63	12,12	100,81	2,25	–
–	2,45	–	4,43	0,40	7,82	99,91	2,81	–
–	3,12	–	4,59	0,16	8,35	100,05	2,34	–
–	1,68	–	5,80	–	8,92	100,38	2,12	–
–	1,11	0,53	2,18	0,01	9,22	100,51	–	–
–	1,00	0,30	1,80	0,06	12,90	99,87	–	–
–	0,90	0,20	3,20	0,73	6,96	100,10	–	–
–	3,09	1,65	4,14	0,79	8,98	100,04	2,29	7,15
0,06	2,14	1,11	6,74	0,14	8,11	100,15	2,22	6,16
–	1,44	1,04	3,63	1,06	–	100,23	0,38	6,58
–	1,81	–	2,79	1,18	–	100,13	1,96	6,43
–	1,00	0,72	3,81	1,60	–	100,67	1,19	7,53

Преимущественно гидрослюдистый состав значительной части аргиллитов карахской свиты хорошо подтверждается термическими кривыми (фиг. 11) и данными химических и оптических анализов (табл. 17, 18). Так, о гидрослюдистом составе аргиллитов свидетельствуют слабо выраженный эндотермический эффект при 100–150°С и резко выраженная эндотермическая реакция при 500–600°С, связанная с уходом кристаллизационной воды. Эндоэффект при 800°С обусловлен полным распадом решетки диоктаэдрической гидрослюды. Большое значение показателей преломления ориентированных частиц Nq' = 1,58 и высокое двупреломление (0,027, 0,03) также характерно для группы минералов гидрослюд (см. табл. 18).

По данным химических анализов (см. табл. 17), аргиллиты карахской свиты высокоглиноземистые (25–30%). Содержание щелочей колеблется в пределах 3,0–6,5%, что характерно для гидрослюд различной степени деградации. Низкое содержание адсорбционной воды (2–3%) указывает на отсутствие в составе гидрослюд монтмориллонита и смешанно-слойных минералов типа монтмориллонит-гидрослюда. Все эти данные и низкие значения емкости сорбции тонких фракций свидетельствуют о том, что аргиллиты карахской свиты имеют преимущественно гидрослюдистый состав.

В наиболее древних слоях карахской свиты по р. Чирахчай в результате метаморфизации аргиллитов произошло изменение частиц гидрослюд, а именно: под действием катагенетических явлений вокруг тонких частиц появляется регенерационная каемка. В глинистых сланцах Аттагайской зоны южного склона (Белоканчай, Курмухчай) гидрослюды благодаря интенсивному катагенезу и метагенезу приобрели крупнопластинчатый облик (5–7 мк) и превритились в серицит-мусковит (аградация гидрослюд).

В других районах, где изменение глинистых пород находится на стадиях начального и умеренного катагенеза (по Г.И. Теодоровичу), по-



Фиг. 11. Термограммы тонкой фракции аргиллитов хиналугской свиты Восточного и Юго-Восточного Кавказа
1 – Бабачай 204; 2 – Дузлак 26; 3 – Тагирджалчай 179; 4 – Смурчай 220; 5 – Кудутль 138; 6 – Рубасчай 183; 7 – Хосрек 79; 8 – Бабачай 216; 9 – Бабачай 206; 10 – Дузлак 20; 11 – хр. Салатау 120; 12 – Гюлех 229

добные явления не были отмечены. Судя по интенсивности рефлексов второго и четвертого порядков и наличию на порошкограммах рефлексов типа *hkl* 3,75; 2,80 Å, а также по значению рефлекса *d* (060) 1,50–1,48 Å, можно допустить, что аргиллиты карахской свиты сложены диоктаэдрическими гидрослюдами типа $2M_1$. Установлено, что в аргиллитах аллювиальных, дельтовых и частично лагунных отложений размеры пластинок гидрослюды крупные – 3–6 мк, а в морских аргиллитах средний размер их не превышает 0,2–2,0 мк.

Хлорит в аргиллитах карахской свиты установлен почти повсеместно, но в ограниченном количестве, хотя в некоторых образцах его содержание достигает 20–30%. Он идентифицирован по базальным отражениям с межплоскостными расстояниями: *d* (001) –13,7–14,0; *d* (002) – 6,90–7,5; *d* (003) – 4,58–4,70; *d* (400) – 3,45–3,50; *d* (005) – 2,75–2,79 Å (см. фиг. 11). На термических кривых присутствие хлорита в большом количестве установлено в обр. 154 р. Рубасчай (см. фиг. 11) по крупной эндотермической реакции в интервале 700–850° С.

Известно, что хлорит содержит большое количество конституционной воды (12–14%), уход из кристаллической решетки которой сопровождается сильным поглощением тепла, что соответствует на термической кривой крупному эндотермическому эффекту (см. фиг. 10). Однако следует заметить, что на термограммах эталонных хлоритов отмечается два парных эндотермических эффекта, связанных с разложением бруситовых и тальковых слоев их кристаллической решетки. В наших термограммах эти парные эндотермические эффекты слились в единый вследствие дисперсности и гидратированности частиц хлорита. Подобный характер термических кривых хлоритов был проверен экспериментальным путем.

Под электронным микроскопом хлориты зачастую представлют собой непрозрачные пластинки с изрезанными краями и с бахромистыми очертаниями. Наличие хлорита в тонкой фракции аргиллитов подтверждается также данными химического анализа, когда общее содержание FeO, Fe_2O_3 и MgO нередко составляет 10–13% (см. табл. 17).

Хлориты в аргиллитах карахской свиты встречаются как в лагунно-заливных, так и в морских отложениях. Не исключена возможность наличия небольшой примеси шамозита, образовавшегося на стадии диа-

Таблица 18

Оптическая характеристика ориентированных агрегатов фракции < 0,001 мм аргиллитов карахской и хивской свит Восточного и Юго-Восточного Кавказа

Районы и № образца	N'q	N'p	N'q–N'p	Удлинение
Джимичай				
3	1,573	1,552	0,021	+
8	1,576	1,552	0,024	+
Бабачай				
40	1,555	1,537	0,018	+
49	1,561	1,540	0,021	+
50	1,549	1,537	0,012	+
51	1,552	1,537	0,015	–
53	1,548	1,540	0,009	+
55	1,555	1,540	0,015	+
57	1,552	1,534	0,018	–
58	1,549	1,531	0,018	–
Кабир				
138	1,576	1,552	0,024	Не опр.
140	1,576	1,561	0,015	То же
142	1,563	1,552	0,011	"
144	1,571	1,552	0,019	"
145	1,538	1,564	0,019	"
147	1,546	1,548	0,016	"
149	1,556	1,545	0,011	"
153	1,562	1,546	0,016	"
156	1,556	1,537	0,019	"
Чирахчай				
1	1,585	1,555	0,030	Не опр.
4	1,582	1,555	0,027	То же
7	1,582	1,561	0,021	"
8	1,582	1,555	0,027	"
12	1,582	1,555	0,027	"
14	1,582	1,555	0,027	"
17	1,579	1,561	0,018	"
18	1,579	1,561	0,018	"
243	1,594	1,561	0,033	"
245	1,579	1,556	0,024	"
248	1,575	1,561	0,014	"
249	1,582	1,561	0,021	"

генеза глинистых илов. В аргиллитах карахской свиты монтмориллонит не бы встречен, за исключением подошвы Акушинского угольного пласта, где темно-зеленовато-серые жирные глины содержат большое количество разбухающего компонента, обнаруженный с помощью органического красителя хризоидина. Последний при реакции с этой глиной полностью адсорбируется, образующийся при этом гелевидный осадок приобретает буровато-красный цвет.

Смешанно-слойный минерал типа монтмориллонит-гидрослюда в небольшом количестве обнаружен также в аргиллитах морских отложений карахской свиты Южного Дагестана (гора Гетенкиль, р. Курахчай).

Минералогический состав глинистых пород хивской свиты

В аргиллитах хивской свиты Восточного и Юго-Восточного Кавказа установлены следующие минералы: гидрослюда, каолинит, хлорит, монтмориллонит- гидрослюда. Последний смешанно-слойный минерал встречается лишь в виде акцессорной примеси к гидрослюдам.

Гидрослюда имеет широкое распространение как в аргиллитах, так и в глинистых фракциях песчано-алевролитовых пород хивской свиты и представлена в двух генетических модификациях: в виде аутигенной и обломочной гидрослюды.

Аутигенная гидрослюда встречается в виде единичных пластинок в аргиллитах и значительно в большем количестве — в цементе песчано-алевролитовых пород. Она имеет удлиненную призматическую форму зачастую с утонченными зубчатыми концами. Размеры их иногда доходят до 10—15 мк. Обломочная гидрослюда под электронным микроскопом представляет собой непрозрачные и полупрозрачные пластинки, имеющие угловую неправильную или округленную форму. На электронно-микроскопических снимках нередко встречаются полупрозрачные разбухшие пластинки с размытыми краями, которые мы рассматриваем как смешанно-слойные сростки монтмориллонита и гидрослюды. О гидрослюдистом составе исследованных аргиллитов убедительно говорит наличие диагностических рефлексов (d(002) 10,05 Å, d(003) 4,96—5,0 Å, d(020) 1,45 Å) на рентгенограммах. Дифрактометрические кривые аргиллитов и глинистых сланцев хивской свиты (см. фиг. 11) указывают на трехфазный переменный состав их тонких фракций — гидрослюды, каолинита, хлорита. В ряде образцов отмечается небольшая примесь монтмориллонит-гидрослюды и хлорит-гидрослюды.

Наличие на термической кривой сильно выраженного эндоэффекта при 500—600° С в сочетании с небольшим значением низкотемпературной реакции (см. фиг. 11) характеризует преимущественно гидрослюдистый состав исследованных аргиллитов. Этот вывод подтверждается также низкими значениями емкостей сорбции тонких фракций аргиллитов этой свиты (табл. 19). По данным химических анализов коллоидной фракции (табл. 20), наличие гидрослюды доказывается повышенным содержанием щелочей (2,5—4,0%) и глинозема (25—30%). Высокое двупреломление ориентированных агрегатов в иммерсии также связано с наличием гидрослюды (см. табл. 18). Гидрослюда в отложениях хивской свиты встречается во всех фациальных комплексах, но не представляется возможным установить четкий фациальный котроль в ее распределении на территории бассейна седиментации.

Хлорит в отложениях хивской свиты получил более широкое распространение по сравнению с аргиллитами карахской свиты. Присутствие его доказывается как прямыми, так и косвенными методами минералогических исследований.

На рентгенограммах и дифрактометрах тонких фракций аргиллитов присутствие хлорита установлено во многих образцах по рефлексам d(001) 13,8—14,10; d(002) 7,02; d(003) 4,7 Å. После обработки их с глицерином базальный рефлекс d(001) первого порядка не меняет своего значения, что подтверждает его принадлежность к хлориту. Дифрактометрические кривые тонких фракций аргиллитов и глинистых сланцев хивской свиты свидетельствуют о значительном содержании в них железистого триоктаэдрического хлорита (обломочные хлориты). На

Таблица 19

Изменение емкости сорбций тонкой фракции аргиллитов карахской и хивской свит

Район	№ образца	Оптическая плотность раствора	Концентрация хризондина в растворе, мг/л	Адсорбция хризондина, мг/л
		Карахская свита		
Кара-Койсу	5	0,388	95,0	5,0
Салатау	96	0,395	97,0	3,0
Рубасчай	154	0,380	93,0	7,0
		Хивская свита		
Тагирджалчай	183	0,352	35,0	15,0
Тагирджалчай	188	0,378	91,0	9,0
Андийское Койсу	179	0,380	93,0	7,0
Кудутль	141	0,328	80,0	20,0
Кара-Койсу	23	0,370	91,5	8,5
Хосрек	58	0,366	89,5	10,5

термограмме образца Дузлак-35, начиная с 500°С, происходит удаление гидроксильной воды до 800°С, кривая при этом принимает форму половника. Это, несомненно, связано с присутствием хлорита в образце (фиг. 12). Наличие хлорита в аргиллитах обогащает их химический состав закисью железа и окисью магния (табл. 20). В частности, в образцах с содержанием хлорита в пределах 20–25% сумма FeO + MgO составляет 8–10%.

Под электронным микроскопом чешуйки хлорита имеют различные формы; чаще они встречаются в виде метлообразных скоплений или пластинок с бахромистыми очертаниями. Хлорит связан обычно с фациями морских отложений, и наиболее значительное содержание его (20–30%) приурочено к отложениям верхней части шельфа. Однако большое содержание сидерита и нередко шамозита в аргиллитах хивской свиты (Бровков, Москаленко, 1960; Халифа-заде, Аббасова, 1963) не исключает возможности образования хлорита типа шамозита (лептохлориты) и на стадии диагенеза глинистых илов.

Каолинит на электронно-микроскопических снимках аргиллитов хивской свиты встречается очень редко и в виде единичных пластинок шестигранника. Однако дифрактометрические кривые устанавливают значительное содержание его (20–30%) в отложениях этой свиты, что хорошо увязывается с вялой тектоникой и одряхлевшим рельефом областей денудации в позднеааленский век.

Монтмориллонит-гидрослюда в аргиллитах хивской свиты также встречается в ограниченном количестве в виде акцессорной примеси к гидрослюдам. В частности, на рентгенограммах образцов Бабачай-216, Дузлак-35 и других базальные рефлексы 13,2; 12,5 Å после обработки их глицерином приобретали значение *d* (001) 15,0, 17,5 Å, что, несомненно, связано с присутствием слоев монтмориллонита. Наличие разбухающего компонента в пакетах гидрослюды нередко определялось по асимметричной конфигурации базального рефлекса *d* (002) 10,1 Å и *d* (002) 5,0 Å. После обработки глицерином степень асимметричности рефлексов возрастала в сторону малых углов отражения, что подтверж-

Таблица 20

Химический состав фракции < 0,001 мм аргиллитов хивской свиты, % на сухой вес

Район	№ образца	Фация	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Рубасчай	155	Морская	48,40	1,09	26,63	2,51
То же	167	То же	66,14	1,11	19,87	1,73
Трисанчи	9	Лагунная	48,80	0,60	27,44	5,84
Кара-Койсу	23	Морская	65,82	–	21,15	0,54
Хосрек	58	То же	60,88	–	21,68	0,19
Цмурчай	90	"	48,04	0,91	25,23	3,34
То же	86	"	46,91	0,86	26,01	3,06
"	83	"	47,03	1,15	24,91	3,35
Уллучай	140	"	61,79	0,96	21,79	1,41
Дузлак	34	"	54,54	0,90	21,42	2,99
То же	30	Лагунная	43,26	1,03	25,46	4,04
"	32	То же	44,64	1,09	24,04	2,76
"	35	"	51,00	1,00	22,42	2,74
Даг. огни	69	"	48,87	0,87	26,88	3,72
Джимичай	8	Морская	66,80	0,70	9,86	4,07
Бабачай	49	То же	53,19	0,26	28,62	3,62
То же	50	"	55,89	0,15	28,06	1,98
"	53	"	59,58	–	24,38	3,00
"	40	"	50,06	0,32	28,70	6,82
"	51	"	66,64	0,18	26,44	2,04
Джимичай	3	"	50,21	0,17	28,94	6,81

дает присутствие смешанно-слойного минерала типа монтмориллонит-гидрослюда, или деградированная гидрослюда по Д.Д. Котельникову. Монтмориллонит-гидрослюда спорадически встречается в восточной части Сланцевого Дагестана в количестве < 10%. В некоторых районах породообразующими минералами также являются каолинит и реже хлорит.

Сводные данные о распределении глинистых минералов (преимущественно по данным дифрактометрии и содержанию щелочей) в карахской и хивской свитах приведены в табл. 21.

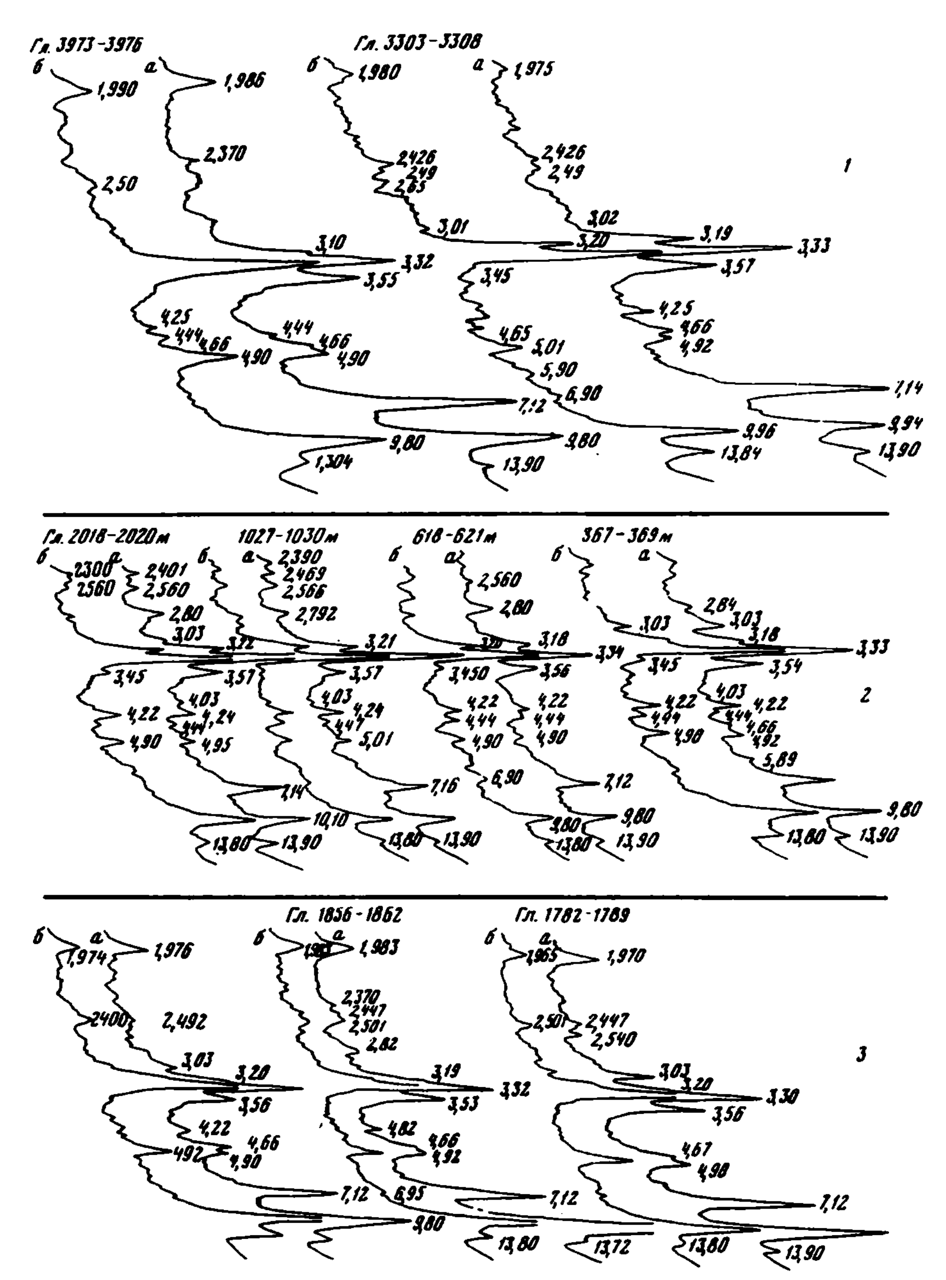
Таким образом, минералогический состав аргиллитов и схема распределения глинистых минералов в отложениях хивской свиты в целом носят унаследованный характер от предыдущей эпохи с незначительным различием, заключающимся в тенденции уменьшения каолинита и увеличения гидрослюд и хлорита в суммарном балансе глинистых минералов. Различие в распределении глинистых минералов на площади бассейна седиментации выражается в том, что на южном склоне Большого Кавказа схема распределения и ассоциации глинистых минералов остаются прежними, а на Восточном Кавказе каолинит-гидрослюдистые глины уступают место каолинит-хлорит-гидрослюдистым с содержанием хлорита в тонких фракциях в среднем до 25%. Кроме того, в юго-западной пелагической части бассейна в составе коллоидной фракции часто появляется смешанно-слойный минерал монтмориллонит-гидрослюда.

Примечательно, что в химическом составе тонких фракций аргиллитов южного склона и Юго-Восточного Кавказа содержание Na_2O превышает 1% (см. табл. 20 и фиг. 14). Нам кажется, что высокое содержание Na_2O

FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	П.п.п.	Сумма	H_2O^-	H_2O^+
5,27	–	3,33	–	3,39	0,60	8,01	99,60	2,41	4,60
0,57	Сл.	1,42	0,52	3,15	1,39	7,23	100,13	2,18	3,85
2,72	–	2,87	0,85	3,70	0,26	7,94	100,06	2,60	5,34
0,79	–	1,20	0,37	0,91	0,04	6,50	97,32	1,50	5,00
0,98	–	4,90	2,10	0,91	0,42	6,89	98,85	1,89	5,01
5,01	0,07	3,50	1,00	4,24	0,79	7,43	99,58	2,78	6,46
4,38	0,05	3,72	1,17	4,86	0,50	8,58	100,10	2,49	6,52
4,91	–	3,38	1,83	4,11	0,79	0,70	100,16	1,73	6,88
0,54	Сл.	1,05	0,59	3,90	1,07	6,17	99,70	2,23	4,76
4,62	0,05	3,37	0,68	3,82	1,46	6,41	100,26	1,28	5,24
5,23	–	2,98	0,88	4,39	1,81	11,62	100,70	2,39	7,35
2,76	0,03	3,48	1,50	4,40	1,69	12,01	99,92	2,60	6,53
4,77	–	3,56	1,40	4,43	0,87	8,00	100,19	2,53	4,09
5,76	–	3,61	0,88	4,66	0,27	8,95	99,47	2,66	5,92
–	–	2,14	1,12	3,90	–	8,19	99,56	0,60	7,59
–	–	1,02	0,84	3,61	–	8,60	100,56	0,88	7,72
1,08	–	0,34	0,65	2,24	–	8,83	100,80	3,35	5,48
0,40	–	1,28	0,50	2,38	–	7,83	100,45	1,84	5,99
–	–	0,80	0,82	2,58	1,63	7,05	99,62	1,00	6,05
–	–	0,76	0,60	2,67	2,77	6,20	100,75	0,84	5,31
1,01	–	0,90	0,65	0,42	0,40	–	100,31	3,15	8,55

в аргиллитах южного склона не случайно и связано с размывом слюдистых сланцев, обогащенных парагонитом. Поэтому по химическому составу некоторая часть диоктаэдрических гидрослюд аалена азербайджанской части Большого Кавказа может быть отнесена к Na-гидрослюде-браммалиту. Аномальное содержание Na_2O в коллоидных фракциях не может быть связано с альбитом.

Широкое распространение диоктаэдрическх гидрослюд с примесью каолинита и хлорита в глинистых сланцах средней юры Южной Осетии и Кахетии недавно было установлено также М.В. Беридзе (1970) и Г.А. Чихрадзе (1978). Распределение глинистых минералов в отложениях аалена Восточного и Юго-Восточного Кавказа контролируется петрографическим составом пород и климатическими особенностями питающих провинций (предкавказская часть Скифской платформы и Куринская плита). Значительное содержание каолинита в составе ааленских аргиллитов, несомненно, связано с влажным субтропическим климатом областей денудации и кислым типом выветривания коренных пород. Элювиальный покров древней суши в этих условиях заметно обогащался каолинитом, который в последующем сносился водотоками в бассейн седиментации. Изменение содержания каолинита в фациальном профиле бассейна седиментации обусловлено природой каолинита, который в морской среде менее транспортабелен благодаря низкому порогу коагуляции и крупному размеру его пластинок (Starkey, 1960). Часть каолинита, возможно, связана с размывом каолинитсодержащих глинистых сланцев (северная суша) или мусковит-хлоритовых и альбит-серицитовых сланцев (Куринская плита), содержащих каолинит. Уменьшение каоли-



Фиг. 12. Дифрактометрические кривые фракции < 0,001 мм аргиллитов байоса из разведочных площадей Прикаспийской низменности Азербайджана

а – исходные фракции, *б* – после термической обработки: *1* – пл. Ялама, *2* – пл. Нардаран, *3* – пл. Атачай-Тегчай

Таблица 21

Распределение глинистых минералов в глинистых породах карахской и хивской свит, %

Районы	Кол-во образцов	Гидрослюда 2/M_1	Каолинит	Хлорит	М + Г	Содержание щелочей	
						K_2O	Na_2O
			Карахская свита				
Салатау	3	55	45	–	–	3,60	0,01
Шаро Аргун	4	50	33	12	5	Не опр.	Не опр.
Кара-Койсу	2	50	40	10	–	2,50	0,40
Хосрек	3	50	35	15	–	3,90	0,42
Чирахчай	3	85	5	10	–	4,87	0,90
Рубасчай	4	66	19	15	–	4,04	0,40
Цмурчай	10	77	12	10	–	5,49	0,45
Гетенкиль	4	55	35	–	10	Не опр.	Не опр.
Бабачай	7	66	27	7	–	3,10	1,17
			Хивская свита				
Кара-Койсу	5	63	37	–	–	3,91	0,04
Андийское Койсу	4	60	10	30	–	Не опр.	Не опр.
Кудутль	3	80	10	10	–	То же	То же
Уллучара	5	40	10	40	10	"	"
Рубасчай	3	60	15	16	8	3,44	1,02
Чирахчай	6	45	20	30	–	Не опр.	Не опр.
Текиндаг	2	90	10	–	–	То же	То же
Цмурчай	3	63	15	22	–	4,40	0,69
Тагирджалчай	2	62	–	23	5	Не опр.	Не опр.
Дузлак	7	51	21	15	3	4,40	1,40
Даг. огни	2	55	10	35	–	4,66	0,27
Трисанчи	3	60	25	15	–	3,70	0,26
Бабачай	8	56	32	11	–	3,09	1,63
Джимичай	7	68	27	4	–	3,42	0,40
Нардаран	2	50	30	20	–	Не опр.	Не опр.
Белоканчай	2	72	23	5	–	3,43	1,23
Курмухчай	4	60	31	9	–	Не опр.	Не опр.

нита и увеличение хлорита в период образования хивской свиты (поздний аален) в Северо-Восточном Дагестане, возможно, обусловлено морской седиментацией и деятельностью прибрежных течений. Примесь монтмориллонит-гидрослюды в пелагических глинах связана с незначительными размерами и транспортабельностью монтмориллонитовых частиц, которые в последующем в зоне умеренного катагенеза (Теодорович, 1969) превратились в промежуточный продукт преобразования – монтмориллонит-гидрослюду.

Минералогический состав глинистых пород хиналугской свиты

Аргиллиты и глинистые сланцы хиналугской свиты Восточного и Юго-Восточного Кавказа имеют более полимиктовый состав, нежели более древние ааленские глины. Этот факт хорошо согласуется с вулканической активностью и интенсивной денудацией в байосский век основных и внутренних областей размыва. В аргиллитах хиналугской

Таблица 22

Распределение глинистых минералов в глинистых породах хиналугской свиты

Район	Число образцов	Гидрослюда	Каолинит	Хлорит
Кудутли	4	65	5	30
Салатау	5	60	10	30
Шаро-Аргун	3	70	15	1
Хосрек	4	70	10	20
Рубасчай	5	57	22	21
Цмурчай	6	70	10	14
Чирахчай	3	64	13	15
Урахи	3	70	5	10
Тагирджалчай	5	75	–	25
Гетенкиль	6	75	15	10
Бабачай	7	50	28	15
Джимичай	7	55	30	10
Чагаджукчай	3	70	15	15
Кызылчай	3	72	20	8
Даганчай	2	70	20	10
Гюлех	2	40	38	42
Гильгильчай	3	80	20	–
Дузлак	5	77	13	10
Эльдама	3	54	30	16
Берикей	3	62	15	23
Даг. огни	7	55	20	25
Хошмензил	2	60	40	–
Ялама	4	60	30	10
Атачай	2	55	30	15
Нардаран	4	55	21	13
Текчай	2	60	30	10
Чухадурмасчай	2	70	20	10
Фильфиличай	3	70	10	5
Малкамуд	3	75	23	2
Гамзаличай	2	70	15	15

*Количество химических определений щелочей.

свиты установлены гидрослюда, каолинит, монтмориллонит, хлорит и смешанно-слойные минералы – монтмориллонит-гидрослюда и хлорит-гидрослюда (табл. 22).

Гидрослюда является основным породообразующим минералом аргиллитов хиналугской свиты, где она в основном имеет обломочное происхождение. Нахождение удлиненных аутигенных пластинок гидрослюды в байосских аргиллитах является редким явлением. Аутигенные гидрослюды редко встречаются также в цементе песчано-алевролитовых пород. Гидрослюды в аргиллитах установлены по характерным для них дифракционным эффектам. Термографические и химические характеристики тонкой фракции (фиг. 13, табл. 23) аргиллитов свидетельствуют об их в основном гидрослюдистом составе. На термограммах хорошо выраженный эндоэффект при 500–600° С связан с наличием гидрослюды. По данным химических анализов аргиллитов, высокое содержание Al_2O_3 сочетается с большим содержанием щелочей, что также обусловлено

Монтмориллонит	М + Г	Х + Г	Содержание щелочей, %	
			K_2O	Na_2O
–	–	–	Не опр.	Не опр.
–	–	–	То же	То же
–	–	–	"	"
–	–	–	3,24	0,1 (1) *
–	–	–	3,60	1,66 (3)
–	–	–	3,11	1,58 (3)
–	–	5	4,28	0,85 (2)
10	5	–	Не опр.	Не опр.
–	–	–	То же	То же
–	–	–	4,62	0,55 (3)
–	–	7	Не опр.	Не опр.
–	–	5	3,60	1,53 (6)
–	–	–	3,45	0,12 (2)
–	–	–	4,49	0,90 (4)
–	–	–	4,35	1,20 (3)
–	–	–	3,71	0,70
–	–	–	Не опр.	Не опр.
–	–	–	4,94	1,84
–	–	–	4,23	1,24
–	–	–	4,87	1,41
–	–	–	5,92	0,03 (2)
–	–	–	3,48	0,39
–	–	–	Не опр.	Не опр.
–	–	–	3,58	0,85
–	–	–	Не опр.	Не опр.
–	–	–	То же	То же
–	–	–	2,45	2,90
–	5	10	2,55	4,10
–	–	–	Не опр.	Не опр.
–	–	–	2,62	4,20

наличием большого количества гидрослюды в тонких фракциях. Незначительная емкость сорбции глин (4–36 мг/л) также подтверждает вывод о преимущественно гидрослюдистом составе аргиллитов хиналугской свиты (табл. 24, 25).

Распространение гидрослюд так же, как и в глинистых породах предыдущих подразделений, не коррелируется с фацией. Например, диоктаэдрические гидрослюды типа 2М, установлены как в опорных разрезах, расположенных в зоне Главного хребта (открытая часть моря, Гетенкиль, Кабир, Бабачай, Джимичай), так и в депрессии, вблизи основных областей размыва. В разрезах Центрального и Северо-Восточного Дагестана наряду с обломочными гидрослюдами встречается также монтмориллонит-гидрослюда. Под электронным микроскопом этот тип гидрослюды обладает разбухшими пластинками с размытыми очертаниями.

Монтмориллонит в аргиллитах хиналугской свиты установлен в виде самостоятельного минерала, образовавшегося по вулканическим

Таблица 23

Химический состав фракции < 0,001 мм аргиллитов хиналугской свиты, % на сухой вес

Район	№ образца	Фация	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Рубасчай	183	МГ	66,50	0,84	17,51	2,02
Дузлак	26	МАГ	49,97	0,94	23,32	3,23
Гетенкиль	5	МПАГ	58,66	–	21,10	3,34
Хосрек	79	МГ	68,24	–	18,40	2,72
Чирахчай	1	МГ	47,07	0,86	24,05	3,73
Цмурчай	236	МПАГ	55,32	–	23,77	3,63
То же	240	МАГ	47,72	1,07	26,53	1,73
"	243	МГ	51,22	1,03	26,87	2,87
"	248	МГ	51,28	1,10	24,06	1,49
"	250	МАГ	52,27	0,99	20,64	2,90
Эльдама	48	МГ	45,67	0,92	25,81	2,18
Дузлак	31	МПАГ	45,60	1,05	23,94	2,28
Эльдама	33	МГ	43,48	0,96	22,75	3,64
То же	35	МАГ	46,98	0,81	27,25	2,87
"	28	МПАГ	44,04	1,08	23,13	2,51
Берикей	27	МАГ	43,75	0,88	24,34	3,23
То же	30	МГ	44,55	0,84	24,57	3,63
Даг.огни	30а	МПАГ	42,50	0,96	26,49	3,28
Хошмензил	10	МПАГ	39,08	1,07	27,42	4,22
Чагаджукчай	12	МГ	53,21	0,17	24,32	2,00
То же	1	МГ	53,37	–	23,18	7,36
Кызылчай	63	МГ	52,52	0,10	26,94	3,03
Гюлех	43	МГ	31,44	0,11	14,50	29,88
Гильгинчай	50	МГ	54,13	0,33	22,60	6,94
Джимичай	20	МАГ	69,28	0,51	9,43	2,82
То же	16	МГ	43,28	0,90	24,41	4,98
"	25	МГ	48,56	0,90	25,49	2,48
"	12	МГ	65,08	0,62	19,06	3,98
"	18	МГ	65,80	0,40	12,62	1,60
Атачай	16	МАГ	47,74	0,90	20,81	6,46
То же	29	МГ	56,69	0,18	19,96	1,67
Дагначай	77	МГ	62,82	0,90	21,18	2,82
То же	96	МГ	55,42	–	21,52	7,73
Кызылчай	42	МГ	54,82	0,17	28,00	4,40
То же	24	МГ	67,57	–	17,56	3,34

материалам. На рентгенограммах воздушно-сухих образцов он характеризуется базальными рефлексами *d*(001) 15,1 Å; *d*(002) 8,85 Å, из которых после насыщения образцов глицерином рефлекс *d*(001) увеличивается до 18,0 Å. Обработка проб 0,1 н. раствором КОН (по методике Уивера) приводит к исчезновению базального рефлекса. Это подтверждает образование примеси монтмориллонита из вулканического пепла.

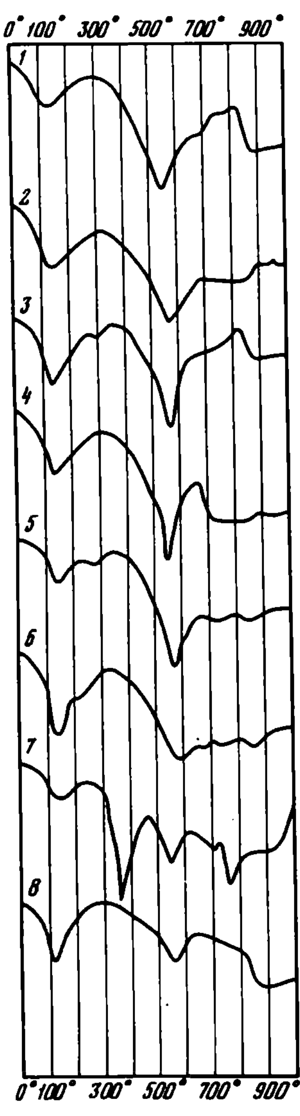
Минералы-сростки были определены достоверно рентгенографическим методом с применением химической и термической обработки исследуемых проб. За монтмориллонитовый характер базального рефлекса *d*(001) 15,0 Å на рентгенограммах образцов Дузлак-26, Бабачай-204 говорит увеличение его значения до 18 Å после насыщения глицерином. Под электронным микроскопом различаются тонкие призматические

FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	П.п.п.	Сумма	H_2O^-	H_2O^+
0,50	Сл	1,24	0,82	3,60	1,66	5,96	100,65	2,37	3,85
4,01	0,05	3,10	0,47	4,08	1,02	10,16	100,35	1,87	6,22
2,68	–	1,91	0,38	0,62	0,55	11,55	100,79	–	–
1,98	–	1,80	0,35	3,24	0,10	7,60	100,43	–	–
4,53	–	3,55	0,55	4,28	0,35	8,45	100,29	2,96	–
0,88	–	1,81	0,32	1,15	0,86	11,00	98,24	–	–
4,24	–	3,44	1,00	3,61	2,22	9,09	100,67	3,37	–
3,51	0,04	3,31	0,76	1,87	3,58	5,53	100,69	2,06	4,24
4,06	0,03	3,91	1,10	5,04	0,87	7,56	100,55	4,40	4,20
6,13	0,04	3,71	1,19	3,79	0,72	7,16	99,54	3,00	5,23
5,17	0,03	3,44	1,95	4,23	1,24	8,52	99,52	1,98	5,76
5,17	0,03	3,77	1,31	5,27	2,34	95,51	100,27	2,57	4,10
4,64	0,03	3,87	1,77	5,02	2,76	11,57	100,49	2,94	5,36
2,63	–	2,69	1,10	5,71	1,11	9,24	100,35	2,75	–
6,77	0,03	4,60	1,51	4,66	1,97	9,58	99,90	2,24	6,53
6,24	–	3,67	1,08	4,90	1,36	10,79	100,29	2,08	5,92
6,37	–	3,87	1,57	4,85	1,57	8,90	100,72	2,21	6,95
6,82	–	4,12	1,00	5,92	0,03	8,77	99,87	3,02	8,34
6,57	–	3,86	1,00	3,48	0,39	12,61	99,70	3,48	9,73
1,68	–	2,08	–	3,45	0,12	–	100,64	2,06	8,74
–	–	2,12	–	2,39	–	–	100,26	–	–
2,31	–	1,04	1,34	1,30	1,07	–	100,69	2,73	8,21
3,52	–	4,00	–	3,71	0,15	–	100,19	3,31	8,07
–	–	1,92	0,80	3,22	1,21	–	100,81	2,02	6,32
–	–	1,03	2,05	3,20	–	11,55	99,87	1,60	9,95
3,21	–	2,17	4,44	2,26	1,24	10,40	99,50	2,88	7,52
4,07	–	2,42	0,76	4,18	1,83	9,50	100,03	2,94	6,56
–	–	2,14	0,88	4,89	–	12,03	99,20	2,23	9,80
–	–	3,00	1,64	3,97		9,72	90,20	1,08	8,64
2,57	–	2,41	0,32	3,47	1,90	–	100,26	4,38	7,25
1,13	–	2,50	0,51	3,58	0,85	8,76	100,68	2,26	6,53
–	–	0,42	1,26	2,21	1,00	–	100,58	1,46	5,56
1,91	–	0,90	–	0,49	1,40	–	100,74	2,42	9,15
–	–	1,12	1,42	0,79	0,26	–	100,52	3,11	6,43
–	–	1,34	1,72	0,63	1,26	–	100,65	2,71	6,83

чешуйки монтмориллонита размером 0,1–0,01 мк. На термической кривой присутствие монтмориллонита отмечается только в разрезе Урахи (см. фиг. 13).

Образование аутигенного монтмориллонита в аргиллитах хиналугской свиты связано с вулканической деятельностью в полосе южного склона. В отдельных отрезках байосского века в Южный Дагестан сносилось большое количество пеплового материала, который осаждался вместе с обломочными частицами гидрослюд и после диагенетической переработки преобразовывался в монтмориллонит.

Хлорит в том или ином количестве был встречен во всех изученных образцах. Наиболее широкое развитие его отмечено в керновом материале глубоких разведочных скважин (Эльдама, Берекей, Дузлак, Даг.огни, Ялама, Нардаран, Текчай), где он нередко играет роль породообразу-



Фиг. 13. Термограммы тонких фракций аргиллитов кейванской свиты Восточной части Большого Кавказа

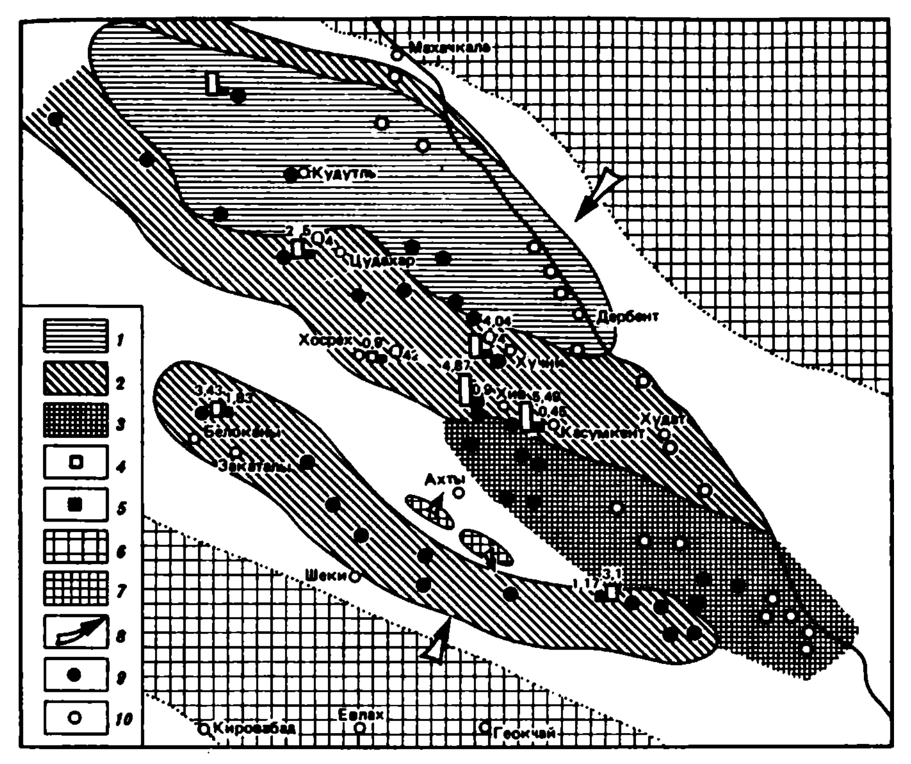
1 – Дузлак 12; *2* – Аварское Койсу 125; *3* – Урахи 202; *4* – Кудутль 134; *5* – Кудутль 135; *6* – Аварское Койсу 127; *7* – Уллучара 105; *8* – Рубасчай 194

ющего минерала (см. фиг. 14). Хлорит в аргиллитах и глинистых сланцах хиналугской свиты достоверно идентифицирован базальными отражениями *d* (001) – 13,7–14,0; *d* (002) – 6,85–7,00; *d* (003) – 4,58–4,69; *d* (004) – 3,45–3,50; *d* (005) – 2,75–2,78 Å. Базальные рефлексы хлоритов второго и четвертого порядков выражены сильнее для площади Нардаран по сравнению с другими районами. Связано это с тем, что в аргиллитах и сланцах Нардаран хлориты более железистые. Встреченные во всех изученных образцах хлориты относятся к триоктаэдрической структурной модификации (Халифазаде, Хейиров, 1969), что подтверждается рефлексом 060 со значением 1,53 Å, а также одинаковым порядком интенсивности рефлексов 002, 003, 004.

По термической характеристике аргиллитов хиналугской свиты можно выделить образцы: Бабачай-204, 119, 216, Салатау-120 и Гюлех-235, в которых содержание хлорита не ниже 20–30%; в них значительное количество хлорита образует с гидрослюдой смешанно-слойные сростки. Об этом свидетельствует сложная схема удаления из них гидроксильной воды (см. фиг. 13). Большое содержание суммы FeO и MgO (> 10%) и гидроксильной воды (> 8%) в составе некоторых образцов в сочетании с незначительным количеством щелочей обусловлено присутствием хлорита (табл. 23).

Таким образом, хлорит в отложениях хиналугской свиты встречается во всех фациальных типах морских отложений. В период седиментации в бассейн он поступал механическим путем за счет размыва элювиальных образований и богатых хлоритом пород.

К а о л и н и т, несмотря на неблагоприятные условия его образования на древнем континенте байосского века Восточного Кавказа, в аргиллитах и сланцах хиналугской свиты встречается довольно часто (см. табл. 22). Он идентифицирован по следующим базальным рефлексам: *d* (001) – 6,95–7,14; *d* (002) – 3,57; *d* (003) – 2,37–2,38 Å. Первые из этих линий частично перекрываются базальными рефлексами второго и четвертого порядков хлорита. Однако регистрация рефлекса на дифрактограммах при *d* 2,37–2,38 Å подтверждает присутствие каолинита. Так как базальный рефлекс шестого порядка хлорита, имеющий такое же значение (2,37 Å), очень слабый, он обычно не регистрируется на рентгенограммах. Чтобы установить наличие каолинита в пробах, образцы под-



Фиг. 14. Схема размещения ассоциаций глинистых минералов в глинистых отложениях карахской свиты восточной части Большого Кавказа. Масштаб — 1 : 600000. Составил Ч.М. Халифа-заде

1 — каолинит 50–60%, гидрослюда — 50%, хлорит > 5%; *2* — каолинит 40–20%, гидрослюда 60–70%, хлорит 5–10%; *3* — каолинит < 20%, гидрослюда > 70% > 10%; *4* — 1% K_2O; *5* — 1% Na_2O; *6* — основные области размыва; *7* — внутренние области размыва; *8* — направление сноса; *9* — изученные разрезы по обнажениям; *10* — изученные разрезы по материалам глубоких скважин

вергались нагреванию до 550–580° С в течение часа, в результате чего каолинит переходил в рентгеноаморфное состояние, о чем свидетельствовало исчезновение в них базальных рефлексов каолинита (см. фиг. 12).

По термоаналитической характеристике присутствие каолинита в аргиллитах хиналугской свиты подтверждается характерным экзотермическим эффектом при 950° С (см. фиг. 13; Дузлак-26, Гюлех-229, Рубасчай-183, Гетенкиль-5). По данным электронно-микроскопии, каолинит выделяется по псевдогексагональным пластинкам и их обломкам с сохранением двух и более граней.

Хлорит-гидрослюда изредка регистрируется на дифрактограммах аргиллитов из южного склона и Юго-Восточного Кавказа (см. табл. 16). Этот смешанно-слойный минерал идентифицирован по базальным рефлексам 11,5; 12,4 Å, которые не меняются после обработки образцов глицерином.

Таблица 24

Изменение емкости сорбции аргиллитов хиналугской свиты из разведочных площадей Прикаспийской низменности

Площадь	Интервалы взятия образцов, м	Емкость сорбции, мг/л	Площадь	Интервалы взятия образцов, м	Емкость сорбции, мг/л
Текчай			Нардаран		
Скв. 14	2776–2779	33	Скв. 830	946–948	10
" 10	3809–3814	11	"	1027–1030	15
" 17	3014–3020	12	"	1083–1085	25
" 17	3440–3443	14	"	1249–1251	03
' 17	3564–3567	13	"	1440–1442	20
Кешчай					
Скв. 7	2800–2805	18	"	1535–1538	20
"	2805–2810	24	"	1608–1611	23
"	2810–2815	17	"	1670–1675	15
"	2815–2820	19	"	1747–1749	80
"	2820–2825	29	"	1897–1952	20
"	2830–2835	19	"	1950–1952	23
"	2835–2840	25	"	2018–2020	20
			Ялама		
"	2840–2845	23	Скв. 13	3107–3110	13
"	2845–2850	26	"	3185–3187	12
"	2850–2855	27	"	3605–3608	20
"	2855–2860	29	Скв. 18	3800–3802	15
"	2860–2865	26	"	3250–3252	4
Скв. 5	1903–1909	19	"	3841–3844	25
"	2024–2028	33	Скв. 17	3690–3996	4
"	2187–2191	13	"	3303–3306	10
"	2527–2530	24	"	3390–3392	43
Нардаран					
Скв. 830	618–621	15	"	3490–3499	4
"	832–835	10	"	3124–3127	5
			"	3636–3639	10
			"	3208–3211	4

Таблица 25

Емкость сорбции тонких фракций аргиллитов хиналугской и кейванской свит

Район	№ образца	Оптическая плотность раствора	Концентрация хризондина в растворе, мг/л	Адсорбция хризондина, мг/л
		Хиналугская свита		
Хосрек	79	0,380	93,5	6,5
Гетенкиль	5	0,392	96,0	4,0
Кудутль	138	0,362	89,0	11,0
Дузлак	20	0,376	92,0	8,0
То же	28	0,378	92,5	7,5
Урахи	186	0,351	88,0	12,0
Чирката	120	0,390	96,0	4,0
Цмурчай	236	0,363	89,0	11,0

Таблица 25 (окончание)

Район	№ образца	Оптическая плотность раствора	Концентрация хризондина в растворе, мг/л	Адсорбция хризондина, мг/л
То же	220	0,282	69,0	31,0
Тагирджалчай	179	0,342	82,5	17,5
Гюлех	229	0,360	86,5	13,5
То же	235	0,358	86,0	14,0
Бабачай	216	0,385	92,5	7,5
		Кейванская свита		
Урахи	202	0,386	94,5	5,5
Кудутль	134	0,378	92,5	7,5
То же	135	0,365	89,5	10,5
Аварское Койсу	125	0,340	83,0	17,0
То же	127	0,268	65,0	35,0
Дузлак	12	0,370	91,0	9,0
Уллучара	105	0,385	94,5	5,5
Бабачай	199	0,372	90,0	10,0
То же	204	0,360	86,5	18,5
"	206	0,371	89,5	10,5

Минералогический состав глинистых пород кейванской свиты

Минералогический состав глинистых пород кейванской свиты носит унаследованный характер от аргиллитов хиналугской свиты. Некоторое различие, наблюдаемое между ними, обусловлено изменением физико-географической обстановки областей денудации и некоторой перестройкой фациальных зон бассейна седиментации. Глинистые породы кейванской свиты представлены диоктаэдрическими гидрослюдами, триоктаэдрическим хлоритом и каолинитом; местами встречаются также монтмориллонит и смешанно-слойный минерал хлорит-гидрослюда.

Гидрослюда в аргиллитах кейванской свиты встречается в двух генетических и морфологических (типоморфных) модификациях: обломочной и аутигенной, изометрической и удлиненно-призматической. По данным рентгенодифрактометрии и электронно-микроскопии, 90–95% гидрослюд относятся к политипной модификации $2M_1$. Лишь под электронным микроскопом удается выделить удлиненные полупрозрачные пластинки размером 1–4 мк, которые могут быть отнесены к модификации 1М или 1Md. Вследствие того что модификации 1М встречаются в незначительном количестве, их невозможно выделить рентгенодифрактометрическим анализом.

Химические и оптические анализы свидетельствуют (табл. 26, 27) об отсутствии в изученных пробах монтмориллонита и наличии небольшой примеси каолинита (до 3–4%). Это подтверждается тем, что изменение количества K_2O (до 3–4%) в тонких фракциях аргиллитов не сопровождается заметным увеличением гидроксильной воды и глинозема. Вместе с тем в образцах зачастую сумма FeO и MgO составляет 8–10%, что явно указывает на примесь хлорита. Термические дифференциальные кривые

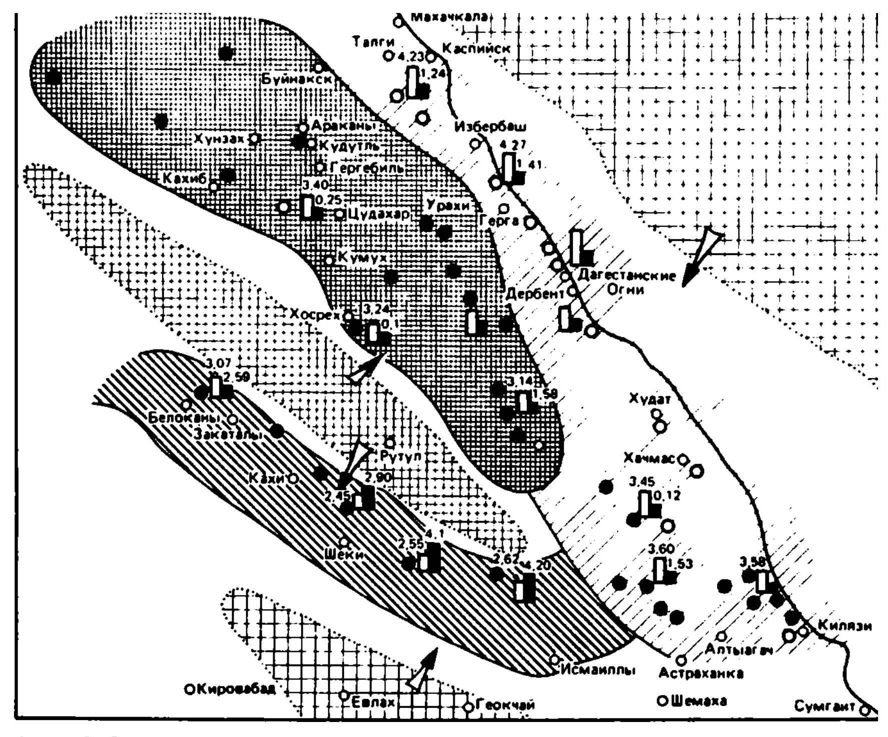
Таблица 26

Оптическая характеристика ориентированных агрегатов фракции < 0,001 мм аргиллитов хиналугской свиты Восточного и Юго-Восточного Кавказа

Район и № образца	Nq'	Np'	$Nq' - Np'$	Удлинение
Чакаджукчай				
1	1,552	1,534	0,018	+
12	1,546	1,534	0,012	+
38	1,562	1,543	0,019	–
Гильгинчай				
50	1,548	1,537	0,012	+
Угах				
66	1,564	1,552	0,012	+
Дагначай				
77	1,552	1,540	0,012	+
96	1,552	1,540	0,012	+
Кызылчай				
24	1,555	1,534	0,021	+
42	1,558	1,540	0,018	–
63	1,546	1,552	0,012	+
Гюлех				
33	1,564	1,541	0,023	+
43	1,582	1,565	0,017	+
Кабир				
159	1,552	1,531	0,021	Не опр.
160	1,558	1,548	0,022	То же
Курах				
218	1,555	1,543	0,012	"
219	1,578	1,550	0,028	"
220	1,555	1,540	0,015	"
Гетенкиль				
1	1,576	1,555	0,021	"
3	1,574	1,555	0,019	"
4	1,571	1,555	0,016	"
5	1,573	1,552	0,021	"
8	1,573	1,555	0,018	"
Атачай				
16	1,568	1,544	0,024	+
29	1,572	1,543	0,029	+
Джимичай				
12	1,564	1,549	0,015	–
16	1,570	1,546	0,024	+
	1,561	1,540	0,021	+
	1,564	1,540	0,024	+
	1,562	1,534	0,028	+

ряда [illegible] проб свидетельствуют об их гидрослюдистом составе [illegible] их аргиллитах под электронным микроскопом ясно улавливают [illegible]разования вокруг чешуек деградированных гидрослюд, регенерационных "зубцов".

Каолинит Присутствие каолинита доказывается данными рентгенодифрактометрии и электронно-микроскопии. Под электронным



Фиг. 15. Схема размещения ассоциации глинистых минералов в глинистых отложениях хиналугской свиты Восточного Кавказа. Масштаб 1 : 600000. Составил Ч.М. Халифа-заде (Усл. обозн. см. рис. 14)

микроскопом каолинит был выделен по ромбическим и псевдогексагональным пластинкам. Каолинит был определен и по наличию базальных рефлексов первого и второго, а в ряде образцов и третьего порядков (*d* (001) 6,95–7,05; *d* (002) 3,55 и *d* (003) 2,37), которые исчезают после прокаливания проб при 550–600° С в течение часа. При этом характеризующий гидрослюды типа 2М рефлекс *d* (003) – 5,05 Å усиливается, а рефлекс *d* (008) – 2,50 Å в 2 раза ослабевает.

Существенная примесь каолинита (20–30%) установлена в Северо-Западном Дагестане и в Прикаспийско-Кубинской области. На последнем участке большое содержание каолинита в аргиллитах связано с палеогеографической обстановкой. В период образования кейванской свиты Прикаспийско-Кубинская область представляла авандельту и придельтовое мелководье былой речной сети, дренирующей Среднекаспийский свод. В отложениях кейванской свиты Южного склона тонкие фракции глинистых сланцев имеют мономинеральный состав и сложены диоктаэдрическими гидрослюдами. Примесь каолинита отмечается лишь в отдельных образцах и составляет 5–10%.

Хлорит в аргиллитах и сланцах кейванской свиты так же, как и в отложениях хиналугской свиты, является ведущим минералом. Хлорит-гидрослюдистые глины пространственно локализованы в Хошмензил-Яламинской зоне и прилегающих к ней районах Юго-Восточного Кавказа.

Таблица 27

Химический состав фракции < 0,001 мм аргиллитов кейванской свиты, % на сухой вес

Район	№ образца	Фация	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Уллучара	105	МГГ	46,94	–	14,60	14,07
Цмурчай	221	МГ	49,10	0,85	23,23	6,50
То же	222	МГ	45,34	1,15	25,98	3,75
"	219	МГ	53,00	1,33	25,95	2,09
Берикей	1068	МГ	59,35	0,92	24,12	6,23
Хошмензил	946	МАГ	43,88	0,92	27,07	4,81
Дузлак	1055	МАГ	46,27	1,02	25,07	3,91
Даг.огни	1201	МАГ	42,69	0,92	24,63	2,56
Чагаджукчай	38	МГ	52,31	0,20	20,10	10,12
Угах	66	МГ	47,90	0,18	21,28	7,17
Гюлех	33	МГ	48,68	0,90	25,76	5,51

Присутствие хлорита в аргиллитах кейванской свиты подтверждается наличием на дифрактограммах и порошкограммах базальных рефлексов *d*(001) – 13,8; *d*(002) – 7,05; *d*(003) – 4,7 и *d*(004) – 3,50 Å, которые остались неизменными после термической обработки анализируемых проб. Содержание хлорита, определенное с помощью рентгенодифрактометрического анализа в 17 разрезах, колеблется в пределах 5–30% (табл. 28). На электронно-микроскопических снимках пластинки хлорита зачастую имеют изрезанные края и бахромистые очертания. На термограммах ряда образцов (фиг. 15) обильное выделение высокотемпературной воды при 700–840° С, несомненно, обусловлено заметной примесью хлоритов. Наличие примеси хлорита в аргиллитах кейванс-

Таблица 28

Распределение глинистых минералов в глинистых породах кейванской свиты

Район	Число образцов	Гидрослюда $2M_1$	Каолинит	Хлорит	Монтмориллонит	Хлорит-гидрослюда
Аварское Койсу	3	70	20	5	5	–
Кудутль	2	83	12	5	–	–
Уллучара	3	75	20	5	–	–
Рубасчай	4	65	5	30	–	–
Гамриозень	2	80	10	5	–	–
Цмурчай	4	65	16	14	5	–
Дузлак	3	65	15	20	–	–
Берикей	2	65	5	30	–	–
Хошмензил	4	65	10	25	–	–
Даг.огни	2	60	15	20	–	–
Ялама	2	50	30	20	–	–
Чакаджукчай	3	70	25	5	–	–
Учах	3	63	17	20	–	–
Гюлех	2	70	10	20	–	–
Бабачай	4	60	25	10	–	5
Карачай	5	85	5	5	–	–

FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	П.п.п.	Сумма	H_2O^-	H_2O^+
0,59	–	1,40	0,23	5,12	0,01	16,22	99,17	–	–
2,48	0,05	3,07	0,41	4,08	0,98	8,96	99,71	3,63	6,82
4,10	0,03	4,67	1,08	4,11	1,02	9,18	100,37	3,33	6,33
0,47	–	1,77	0,93	4,91	0,76	8,10	99,31	2,69	6,85
4,52	–	4,00	1,98	4,86	1,74	9,73	100,70	3,34	5,93
5,27	0,11	3,47	1,33	2,96	0,75	8,99	99,56	2,12	7,05
6,04	0,03	4,14	1,57	4,46	0,84	9,08	100,43	2,72	6,59
5,92	0,05	4,11	1,30	4,42	2,08	10,83	99,57	2,15	5,95
2,02	–	1,20	–	1,59	0,18	–	100,33	3,87	7,63
3,99	–	0,42	0,50	2,51	0,10	–	100,65	2,71	6,83
2,99	–	2,64	0,36	3,67	0,77	–	101,54	2,18	7,59

кой свиты подтверждается также значительным содержанием суммы FeO + MgO (> 10%) (табл. 27).

Монтмориллонит обнаружен в аргиллитах кейванской свиты только в двух районах — Аварское Койсу и Цмурчай (табл. 28). В районе южного склона Большого Кавказа примесь разбухающего компонента не была обнаружена. О наличии монтмориллонита говорят высокая емкость сорбции тонкой фракции (см. табл. 25) и образование из суспензии с хризоидином буровато-красных гелевидных осадков. Примесь монтмориллонита установлена также по данным ренгеновского и электронно-микроскопического анализов; в частности, наличие на порошкограммах образцов Цмурчай-220 и Аварское Койсу-167 базального рефлекса *d* (001) 15,1 Å, смещающегося в область малых углов отражения (18,5 Å), свидетельствует о примеси монтмориллонита в пробах в виде самостоятельного минерала. Под электронным микроскопом в указанных образцах чешуйки монтмориллонита крайне дисперсны (0,05—0,1 мк) и с нечеткими размытыми краями.

Хлорит-гидрослюда установлена только в аргиллитах р. Бабачай в количестве 5—7% по рефлексу *d*11,5; 12 Å, не изменяющемуся после обработки образцов глицерином.

Минералогический состав аргиллитов карадагской свиты изучен по ограниченному количеству образцов и разрезов — рентгендифрактометрическому исследованию подвергнуты аргиллиты из разрезов Кара-Койсу, Гамриозень. Для аргиллитов карадагской свиты Дагестана характерно заметное увеличение (до 35%) каолинита в составе тонкой фракции за счет уменьшения хлорита. Распространение других минералов носит унаследованный характер от байосских глинистых пород.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НА ААЛЕНСКОМ И БАЙОССКОМ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ

Резкая перестройка ландшафтно-тектонического плана и изменение климата Восточного и Юго-Восточного Кавказа на ааленском и байосском этапах развития наложили определенный отпечаток на пространственное распределение глинистых минералов. Выяснение закономерности этого

распределения поможет нам глубже изучить палеогеографические условия образования среднеюрских отложений.

Как следует из изложенного, в аргиллитах и глинистых сланцах аалена Восточного и Юго-Восточного Кавказа установлены следующие глинистые минералы: диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$, диоктаэдрическая гидрослюда 1М, каолинит, триоктаэдрический хлорит и смешенно-слойный минерал монтмориллонит-гидрослюда. Диоктаэдрическая гидрослюда, составляя > 50% коллоидной фракции, является наиболее распространенным породообразующим минералом. Каолинит и триоктаэдрический хлорит также являются породообразующими минералами карахской и хивской свит, но содержание их в коллоидных фракциях не достигает 40—50%.

На базе полуколичественного анализа содержания указанных глинистых минералов составлены схемы их распределения для ааленского и байосского этапов развития Восточного и Юго-Восточного Кавказа (см. фиг. 14, 15). Для карахской свиты установлено распределение следующих ассоциаций глинистых минералов: в области Известнякового Дагестана, в восточной части Сланцевого Дагестана и Прикаспийской низменности распространены хлорит-каолинит-гидрослюдистые глины, где содержание каолинита в аргиллитах и глинистых фракциях песчано-алевролитовых пород составляет 30—50%, гидрослюды > 50% и хлорита < 10% (см. фиг. 14). В юго-западном направлении содержание каолинита в минеральной ассоциации падает до 20% и соответственно возрастает содержание гидрослюды и хлорита. Такая же ассоциация глинистых минералов установлена на южном склоне Большого Кавказа.

В зоне Самурского антиклинория и Юго-Восточного Кавказа содержание гидрослюд в глинистых образованиях рассматриваемого возраста составляет > 70% за счет дальнейшего уменьшения каолинита. При этом содержание триоктаэдрического хлорита увеличивается и составляет > 10%.

На байосском этапе развития Восточного и Юго-Восточного Кавказа глинистые породы в целом сохраняют каолинит-хлорит-гидрослюдистый состав. В аргиллитах байоса—бата отмечаются и некоторые индивидуальные черты — наличие примеси монтмориллонита и уменьшение каолинита, что связано с изменением ландшафтно-тектонического плана, климатической обстановки областей денудации, а также вулканической активности территории. В тонких фракциях байосских аргиллитов и глинистых сланцев установлены диоктаэдрическая гидрослюда типа $2M_1$, аутигенная гидрослюда предположительно типа 1М, каолинит, триоктаэдрический хлорит, монтмориллонит и смешанослойный минерал хлорит-гидрослюда. В ряде образцов установлена также примесь (до 20%) гётита, присутствие которой связано с окислением сульфидов и карбонатов. Из этих минералов диоктаэдрическая гидрослюда $2M_1$ составляет основную массу глинистых пород (60—80%) и выполняет функцию породообразующего минерала. Остальные минералы играют роль примеси, хотя в некоторых районах хлорит и реже каолинит, составляя больше 30% тонких фракций, становятся также породообразующими.

Для байосского этапа развития Восточного и Юго-Восточного Кавказа составлена схема пространственного размещения глинистых минералов по глинистым отложениям хиналугской свиты. В пределах Прикаспийской низменности и юго-восточного окончания Кавказа характерно распространение каолинит-гидрослюдистых глин, причем содержание гидрослюды в ассоциации составляет 60%, каолинита — 30—40 и хлорита < 10%. В зоне Известнякового и Сланцевого Дагестана распространена ассоциация каолинит-хлорит-гидрослюдистых глин с содержанием каолинита > 15%,

хлорита — 15—30 и примесью монтмориллонита — 5%. На южном склоне Большого Кавказа ассоциация глинистых минералов носит унаследованный характер от глинистых пород аалена. Характерным для байосских аргиллитов и глинистых сланцев хиналугской свиты южного склона является небольшая примесь (< 5—7%) смешанослойного минерала хлорит-гидрослюда.

Не менее интересная картина вырисовывается в пространственном распределении щелочей. Как известно, щелочи глинистых пород различных осадочных толщ на 70—90% представлены K_2O. В аргиллитах Южного склона Na_2O нередко преобладает над K_2O, а на Юго-Восточном Кавказе содержание натрия в тонкой фракции > 1%, что составляет 30—50% суммы щелочей. Такое распределение Na_2O наблюдается до зоны Губденского тектонического выступа Дагестана (фиг. 15). По-видимому, высокое содержание Na_2O в глинистых породах южного склона не случайно, а связано со специфическим составом пород Куринской плиты. Как было отмечено выше, из Куринской плиты размывались хлорит-мусковитые, кварц-биотитовые и серицитовые сланцы, в составе которых значительную роль, возможно, играл парагонит. Поэтому по высокому содержанию натрия некоторая часть гидрослюды глинистых пород Южного склона и Юго-Восточного Кавказа может быть отнесена к ее натриевой модификации — браммалиту. Содержание в аргиллитах Прикаспийской низменности Дагестана заметного количества Na_2O вблизи северной суши (Среднекаспийский свод) связано с деятельностью прибрежных течений, а именно: в байосский век прибрежные течения, проходя в северо-западном направлении вдоль Предкавказья, обогащали аргиллиты хиналугской свиты Прикаспийской низменности и области Дагестанского клина продуктами размыва южной суши. Таким же образом могут быть объяснены и прибрежный, и меридиональный контуры распространения каолинита вдоль Предкавказской части Скифской платформы.

В целом для глинистых пород байоса характерно развитие хлорит-гидрослюдистых глин с примесью монтмориллонита. Если наличие примеси монтмориллонита может быть объяснено вулканической активностью байосского века Кавказа, то увеличение содержания хлорита не может быть объяснено только синтезом его в бассейне седиментации, а также диагенезом или распространением в составе пород Предкавказской платформы богатых хлоритом сланцев. Можно предполагать, что немаловажную роль в закономерностях распространения хлоритов сыграл климат, изменивший характер химического выветривания на Скифской платформе. Действительно, вполне возможно, что в байосский век на Восточном и Юго-Восточном Кавказе имело место похолодание климата (смена субтропического климата на умеренно влажный). В пользу подобного утверждения говорят следующие факты. Во-первых, А.Я. Хабаков, В.И. Сакс и Т.С. Берлин, изучавшие климат юрского периода северного полушария по методу изотопной термометрии и Ca/Mg индексу в рострах белемнитов, утверждают, что в байосский век понижение температуры воды молководья имело место в умеренных широтах. Во-вторых, по данным В.А. Вахрамеева, В.А. Принады, З.М. Сибиряковой, И.Э. Вальца, О.П. Ярошенко, сравнительный анализ распределения теплолюбивых папоротников и цикадофитов в ааленских и байосских отложениях Кавказа показывает, что количество теплолюбивых форм в байосских отложениях по сравнению с ааленскими уменьшается от 15—20 до 6—7%. В-третьих, нахождение плохоокатанных и полуокатанных валунов палеозойских гранитоидов и метаморфических пород (по определению

Г.Д. Афанасьева) в байосских отложениях Южного Дагестана может быть объяснено деятельностью сезонных плавающих льдов.

Благодаря развитию на континенте умеренно влажного климата преимущественно кислый тип выветривания коренных пород в байосский век сменился щелочным типом выветривания, что способствовало обогащению почвенного покрова хлоритом и гидрослюдой. Последующая эрозия элювиального слоя дренирующей речной сетью способствовала обогащению глинистых илов бассейна седиментации хлоритом. Наличие заметного количества каолинита в аргиллитах и сланцах Южного склона и Юго-Восточного Кавказа может быть объяснено, во-первых, размывом обогащенных каолинитом лейасовых сланцев из зоны Главного хребта и, во-вторых, относительно мягким климатом Куринской плиты, где масштаб кислого выветривавания в раннебайосский век был значительным.

В период образования осадков кейванской свиты план размещения ассоциации глинистых минералов изменился лишь в деталях. В областях Центрального и Северо-Западного Дагестана количество каолинита в ассоциации возрастает до 5—7% и соотвественно уменьшается хлорит. А в области восточной части Сланцевого Дагестана Юго-Восточного Кавказа распространены каолинит-хлорит-гидрослюдистые глины с содержанием хлорита 20—25% (табл. 28). Увеличение коалинита в аргиллитах карадагской свиты в Дагестане может быть объяснено потеплением климата в батский век и возросшим масштабом кислого выветривания на Предкавказской платформе.

С точки зрения постдиагенетических изменений байосских глинистых пород можно сделать следующий вывод: наличие небольшой примеси монтмориллонита в аргиллитах байоса Дагестана и незначительные размеры его зерен (0,03—010 мк) свидетельствуют о том, что эти породы еще не испытали действия интенсивного катагенеза. На Южном склоне отсутствие в глинистых сланцах и сланцеватых аргиллитах примеси монтмориллонита по вулканическому пеплу, образование крупных полупрозрачных пластинок (5—8 мк) гидрослюд при незначительной величине их емкости сорбции и наличие промежуточного продукта преобразования хлорит-гидрослюды указывают на глубокое катагенетическое преобразование минералогического состава глинистых пород байосского комплекса. В результате интенсивного катагенеза и, возможно, начального метаморфизма глинистых пород байоса Южного склона гидрослюды преобразовались в серицит, мусковит и, возможно, в парагонит.

ГЕНЕЗИС ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ СРЕДНЕЙ ЮРЫ

В последние 15—20 лет минералоги и литологи, занимающиеся изучением генезиса глинистых минералов, разработали конкретные и эффективные методы решения этой проблемы. Этому способствовала большая целенаправленная работа как Международной комиссии по глинам, так и функционирующих соответственно с 1954 и 1957 г. национального комитета в США и Комиссии по изучению глин в СССР, деятельность которых привела к усовершенствованию старых и разработке новых методов диагностики глинистых минералов.

Для познания генезиса глинистых минералов большое значение имеют работы, выполненные в аспекте изучения распределения минералов в осадках океанических, эпиконтитентальных и внутренних водоемов, находящихся в различных климатических и тектонических областях при разнообразном составе питающих провинций и физико-химических типов бас-

сейнов седиментации. В этом отношении особенно примечательны многолетние исследования М.А. Ратеева (1954, 1958, 1960, 1962, 1964, 1966, 1968, 1972) под руководством Н.М. Страхова по изучению пространственного размещения глинистых минералов в современных внутренних и эпиконтинентальных морях и речных взвесях СССР, в бассейнах Японском, Средиземноморском и морях, обрамляющих северную часть Азиатского материка, а также в северной и центральной частях Атлантического океана. Кроме того, М.А. Ратеевым (1964) изучено распределение глинистых минералов в типичных гумидных отложениях девона и карбона Русской платформы, а также в аридных образованиях перми Русской плаформы и палеогена Ферганской депрессии. В результате многолетних работ М.А. Ратеев пришел к заключению, что главнейшие глинистые минералы как в современных, так и в древних водоемах имеют обломочное происхождение. Распределение дисперсных минералов контролируется петрографическим составом, климатическими и тектоническими особенностями областей денудации, размером частиц, транспортабельностью и порогами коагуляции глинистых частиц, а также гидродинамикой бассейнов седиментации.

Интересные исследования по распределению глинистых минералов в осадках Индийского и Тихого океанов были выполнены также З.Н. Горбуновой (1960, 1963, 1966) и А.П. Лисициным (1961, 1974). Заслуживают серьезного внимания работы Муррея, Харрисона (Murray, Harrison, 1954), Джонса и Грима (Jhons, Grimm, 1958), Мильна и Эрли (Milne, Earley, 1958), Мильна и Шотта (Milne, Shott, 1958), Пинзака, Муррея (Pinsak, Murray, 1960), выполненные под руководством Гримма, по изучению распределения глинистых минералов в водосборном бассейне р. Миссисипи, в ее дельте, в дельтовом склоне и придельтовом мелководье и, наконец, в акватории Мексиканского залива.

В качестве ценнейшего эксперимента по изучению эффективности воздействия морской воды на глинистые минералы могут быть рассмотрены работы Керрола и Старкея (Carrol, Starkey, 1960), Уатхауза и Мак-Картера (Whitehouse, McCarter, 1958). Этим исследователям удалось доказать, что при длительном воздействии на глинистые минералы искусственной или природной морской воды изменения происходят лишь в составе поглощенного комплекса, а силикатные каркасы остаются почти неизменными.

Эксперимент, поставленный В.А. Франк-Каменецким, Н.В. Котовым и Э.А. Гойло (1970) по изучению трансформационных превращений глинистых минералов в гидротермальных условиях, дал ценный материал для расшифровки генетической природы метастабильных фаз и направления их дальнейшего изменения в конечные продукты. Наконец, арсенал генетических исследований глинистых минералов пополнился в последнее время интересными работами Муррея и Сайаба, М.А. Ратеева, Э.А. Даидбековой, М.Б. Хейрова и др. (1965) по диагенезу тонкодисперсных систем в колонках современных морских осадков побережья Северной Каролины и в современных, четвертичных осадках Бакинского архипелага. Исследования проводились в системе минеральных частиц и иловых вод. Для понимания генезиса глинистых минералов немаловажное значение имеет интерпретация, данная Уивером (Weaver, 1958, 1959) распространению политипной модификации гидрослюд (2M, 1M и 1Md) в различных осадочных породах и отложениях США, а также расшифровка А.П. Лисициным данных абсолютного возраста донных илов из различных частей Индийского океана.

В настоящее время существует несколько концепций относительно образования глинистых минералов осадочных глинистых пород: хемогенно-седиментационная, стадийная (диагенетическая), аллотигенная и комбинированная — хемогенно-аллотигенная, хемогенно-диагенетическая, хемогенно-диагенетическо-аллотигенная и т.д.

Хемогенно-седиментационная концепция в настоящее время не имеет сторонников в СССР, хотя после 50-х годов ее усиленно пропагандировали П.П. Авдусин (1953), в ранних работах А.Г. Сеидов (1953, 1956), А.М. Акромходжаев (1955) и др. За рубежом хемогенно-седиметационная теория активно проповедывалась Ж. Милло (Millot, 1949, 1953), но в своей сводной работе он (Millot, 1968) принял хемогенно-диагенетическую концепцию.

Взгляд на образование глинистых минералов путем гидролиза и выщелачивания алюмосиликатов под влиянием физико-химических и термодинамических факторов среды в СССР поддерживает и развивают А.Г. Коссовская, М.Ф. Викулова, Н.В. Логвиненко, Г.И. Теодорович, И.Д. Зхус, Д.Д. Котельников и др.

В США поборниками диагенетической концепции являются Гримм, Пауэрс, Керр, Бредли, Муррей и др.

Концепция об аллотигенном происхождении глинистых минералов в СССР аргументирована и успешно развивается в работах Н.М. Страхова и М.А. Ратеева. В США этот взгляд постулирован К. Уивером и им же усиленно пропагандируется.

Преимущественно аллотигенный генезис глинистых минералов в глинах и незначительное постседиментационное изменение их в проницаемых породах установлены Т.Т. Клубовой (1970) на основе многолетнего изучения глинистых минералов осадочных пород нефтеносных областей СССР. Мы разделяем мнение Т.Т. Клубовой о том, что в постседиментационной "жизни" породы преобразование заключенных в них глинистых минералов зависит от их гранулометрических спектров и содержания молекулярно-дисперсного органического вещества.

Еще до второй мировой войны по результатам исследования донных осадков Атлантического океана на судне "Метеор" известный немецкий литолог В. Корренс высказался за обломочное происхождение глинистых минералов осадков этого океана. VIII пленум Комиссии по изучению глин, состоявшийся в июне 1970г. в г. Баку, показал, что ряд ведущих исследователей глин (С.Т. Саркисян, Д.Д. Котельников, Э.А. Даидбекова, Г.Д. Носов, М.Б. Хейров и др.) при своих генетических выводах полностью приняли аллотигенную концепцию. Наличие в глинистых породах признаков различных глинообразующих процессов, особенно в постседиментационной стадии их развития, естественно, принуждает ряд исследователей принять ту или иную комбинированную концепцию. Тем не менее в настоящее время в литологии получили право существовать и развиваться аллотигенная и диагенетическая концепции образования глинистых минералов осадочных пород, каждая из которых до некоторой степени имеет самостоятельные методы исследований. Анализ сущности различных взглядов на образование глинистых минералов дан в работах Р. Гримма, М.А. Ратеева, К. Уивера, частично Ж. Милло и Т. Судо, С.Г. Саркисяна, Д.Д. Котельникова.

В наших работах (Халифа-заде, 1954, 1957, 1958, 1959) мы, находясь под влиянием учения о коре выветривания Б.Б. Полынова (1934), П.А. Земятченского (1923, 1934), Д.С. Белянкина (1953), В.П. Петрова (1949), И.И. Гинзбурга (1949, 1951, 1953), придерживались взгляда

о стадийном образовании глинистых минералов осадочных глинистых пород. Механизм стадийного образования глинистых минералов в зависимости от типа выветривания литогенеза и физико-химических факторов среды седиментации (pH, Eh) изображен нами (Халифа-заде, 1958) в виде прямоугольного треугольника, на вершинах которого помещены межслойные катионы, а также содержание Ab^{3+} и Si^{4+} в алюмокремнекислородных тетраэдрах (фиг. 16). Вершины треугольника соответствуют конечным продуктам стадийного изменения минералов, именуемых минералами группы монтмориллонита (монтмориллоноиды), каолиниты (каолинитоиды) и слюд. Данную диаграмму можно рассматривать как гипотетическую, более сложную трехкомпонентную систему равновесия.

Согласно общепринятым мнениям, судя по диаграмме (Халифа-заде, 1958), допускается существование двух типов стадийного изменения глинистых минералов и других алюмосилакатов – кислого и щелочного. Кислый тип выветривания находит развитие в отложениях гумидного литогенеза, что подтверждается широким распространением минералов группы каолинита в современных и ископаемых гумидных отложениях. Щелочной тип выветривания глинистых минералов характерен для аридных и субаридных отложений, что подтверждается распространением минералов монтмориллонитовой группы в отложениях аридного и субаридного литогенеза в парагенезисе с палыгорскитом, реже сепиолитом (Халифа-заде, 1958, 1959). На указанной генетической диаграмме существование щелочного и кислого типов выветривания слоистых минералов допускается не только на континенте, но и в бассейне седиментации под действием иловых вод на стадиях седиментогенеза и диагенеза осадков (Халифа-заде, 1958).

Для сравнения влияния щелочного и кислого типов выветривания на изменение глинистых минералов нами были рассмотрены кристаллохимический состав среднеюрских и верхнеюрских гидрослюд Юго-Восточного Кавказа (см. ниже) и характер изменения состава межслоевых катионов и кремникислородных тетраэдров. Низкое содержание меж-

Кристаллохимические формулы гидрослюды юры Юго-Восточного Кавказа

Среднеюрские гидрослюды

Атачай 16	$[Na_{0,28}\,K_{0,33}\,Ca_{0,03}\,(H_3O)_{0,39}]_{1,03}\,(Mg_{0,27}\,Fe_{0,16}\cdot Fe_{0,37}\cdot Al_{1,28})_{2,08}\,(OH)_2\,Al_{0,55}\,Si_{3,45}\,O_{10}\cdot 0{,}23\,H_2O$
29	$[Na_{0,12}\,K_{0,43}\,Ca_{0,04}\,(H_3O)_{0,32}]_{0,92}\,(Mg_{0,27}\,Fe_{0,08}\cdot Fe_{0,45}\,Al_{1,10})_{1,90}\,(OH)_2\,Al_{0,70}\,Si_{3,30}O_{9,7}\cdot 0{,}35\,H_2O$
Гильгинчай 10	$[Na_{0,16}\,K_{0,29}\,Ca_{0,056}\,(H_3O)_{0,61}]_{1,12}\,(Mg_{0,19}Fe_{0,35}\cdot Al_{1,37})_{1,91}\,(OH)_{2,60}\,Al_{0,4}\,Si_{3,60}\,O_{10}\cdot 0{,}36\,H_2O$
Гюлех 33	$[K_{0,26}\,Na_{0,10}\,Ca_{0,03}\,(H_3O)_{0,63}]_{1,02}\,(Mg_{0,27}\,Fe_{0,17}\cdot Fe_{0,28}\,Al_{1,36})_{2,08}\,(OH)_2\,Al_{0,74}\,Si_{3,26}\,O_{10}\cdot 0{,}57\,H_2O$
Угах 66	$[Na_{0,016}\,K_{0,22}\,Ca_{0,03}\,(H_3O)_{0,78}]_{1,046}\,(Mg_{0,04}\,Fe_{0,23}\cdot Fe_{0,56}\,Al_{1,37})_{2,20}\,(OH)_2\,Al_{0,77}\,Si_{3,33}\,O_{10}\cdot 0{,}218\,H_2O$

Среднеюрские гидрослюды

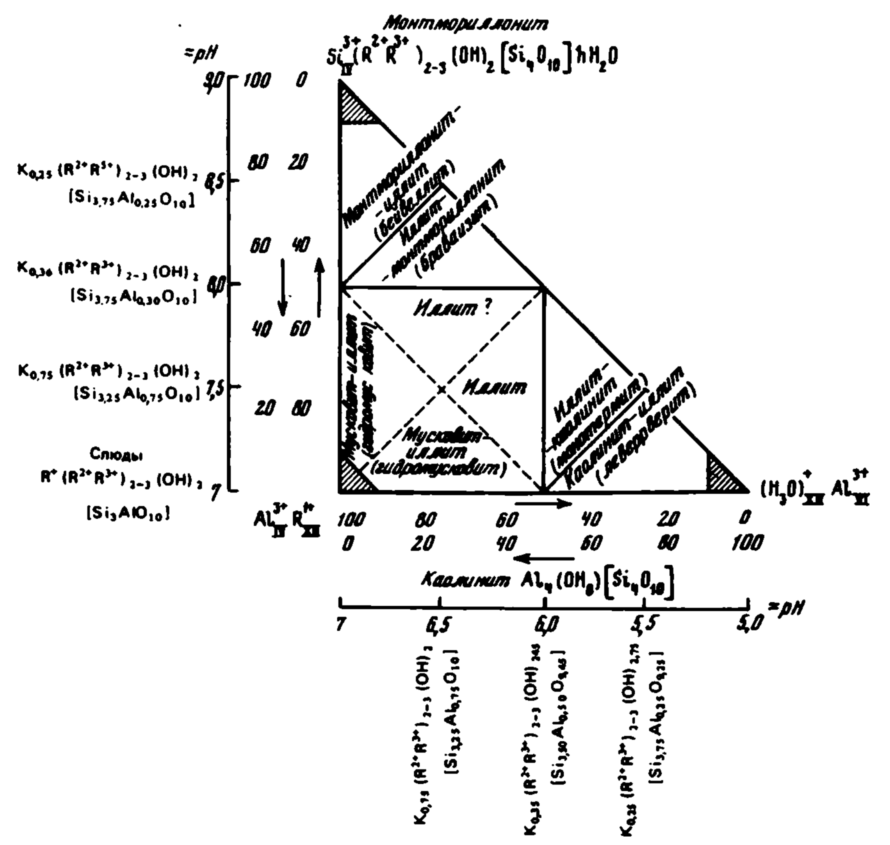
Кызылчай 42	$[K_{0,063}\,Na_{0,033}\,Ca_{0,114}\,(H_3O)_{0,88}]_{1,093}\,(Mg_{0,117}\,Fe_{0,23}\cdot$ $\cdot\,Al_{1,76})_{2,107}\,(OH)_2\,Al_{0,5}\,Si_{3,50}\,O_{10}\cdot 0,226\,H_2O$
Чарагарджу-кчай	$[K_{0,1}\,Na_{0,024}\,(H_3O)_{0,96}]_{1,08}\,(Mg_{0,12}\,Fe_{0,113}\,Fe_{0,56}\cdot$ $\cdot\,Al_{1,58})_{2,35}\,(OH)_2\,Al_{0,15}\,Si_{3,85}\,O_{10}\cdot 0,204\,H_2O$,
Бабачай 50	$[K_{0,2}\,Ca_{0,06}\,(H_3O)_{0,78}]_{1,04}\,(Mg_{0,34}\,Fe_{0,09}\,Fe_{0,1}\,Al_{1,82})_{2,05}\cdot$ $\cdot\,(OH)_2\,Al_{0,47}\,Si_{3,53}\,O_{10}\cdot 0,175\,H_2O$

Верхнеюрские гидрослюды

Бабачай 56	$[K_{0,2}\,Na_{0,08}\,Ca_{0,05}\,(H_3O)_{0.68}]_{1,01}\,(Al_{1,5}\,Fe_{0,11}\,Fe_{0,24}\cdot$ $\cdot\,Mg_{0,13})_{2,07}\,(OH)_2\,Al_{0,25}\,Si_{3,75}\,O_{10}\cdot 0,140\,H_2O$
Джимичай 4	$[(Na,K)_{0,46}\,Ca_{0,28}\,(H_3O)_{0,25}]_{0,99}\,(Mg_{0,95}\,Fe_{0,14}\cdot$ $\cdot\,Al_{0,95})_{2,04}\,(OH)_2\,Al_{0,55}\,Si_{3,45}\,O_{10}\cdot 0,85\,H_2O$
Угах 9	$[Na_{0,1}\,K_{0,05}\,Ca_{0,02}\,(H_3O)_{0,8}]_{0,97}\,(Mg_{0,3}\,Fe_{0,09}\cdot Fe_{0,3}\cdot$ $\cdot\,Al_{1,4})_{2,09}\,(OH)_2\,Al_{0,3}\,Si_{3,7}\,O_{10}\cdot 0,43\,H_2O$.

слоевых катионов и полное их замещение оксонием $(OH_3)^+$ в верхнеюрских гидрослюдах мы объясняем действием щелочного типа выветривания. В дальнейшем, после ознакомления с экспериментальными работами Керрола, Старкая, Уатхауза и материалами Брюссельской конференции по исследованию глин, мы были вынуждены пересмотреть наши взгляды на образование глинистых минералов осадочных пород и ограниченно допускали возможность процессов стадийного выветривания глинистых минералов в морской среде при диагенезе глинистых илов. Пересмотру взглядов в значительной степени способствовали наши безуспешные поиски корреляции между минералогическим составом глинистых минералов и фациальной обстановкой их образования в среднеюрских отложениях Восточного и Юго-Восточного Кавказа, а также результаты определения абсолютного возраста среднеюрских гидрослюд, указывающие на их древний верхнепалеозойский возраст. Все эти данные в совокупности с результатами генетических исследований М.А. Ратеева и др. показали неприменимость стадийной концепции образования глинистых минералов для познания генезиса субаквальных отложений. Фактически наша генетическая схема (фиг. 16) и вариация кристаллохимического состава среднеюрских и верхнеюрских гидрослюд, возможно, отражают направление химического выветривания минералов на континентальных площадях (субаэральные условия). Поэтому в дальнейшем эта схема может быть применена для изучения глинистых минералов и их метастабильных продуктов в субаэральных отложениях, какими являются различные климатические модификации коры выветривания и почв.

В 1963 г. мы, принимая аллотигенно-диагенетическую концепцию в образовании глинистых минералов, допускали, что в тектонически активных областях дисперсные минералы в основном имеют обломочное происхождение и отражают петрографическую особенность областей сноса,



Фиг. 16. Генетическая диаграмма глинистых минералов (Ч.М. Халифа-заде, 1958)

а в эпиконтинентальных и платформенных бассейнах большое место отводили стадийному процессу, учитывая характерную для них ослабленную денудацию и медленное осадконакопление. Однако после ознакомления с работами М.А. Ратеева (1964) и К. Уивера (1962 г.) о широком распространении обломочных глинистых минералов (особенно гидрослюд) в древних платформенных бассейнах мы вслед на Н.М. Страховым и М.А. Ратеевым полностью приняли аллотигенную концепцию образования глинистых минералов осадочных пород.

Генезис глинистых минералов средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа расшифрован тремя способами (Халифа-заде, Ахундов, 1970) :

а) изучением фациальных профилей каолинита, хлорита и гидрослюды в отложениях карахской свиты Дагестана, характеризующихся большим набором различных фаций;

б) определением абслютного возраста среднеюрских гидрослюд, связанных с различными источниками сноса;

в) изучением распространения политипной модификации гидрослюд ($2M_1$, $1M$) в отложениях различных фаций и породах.

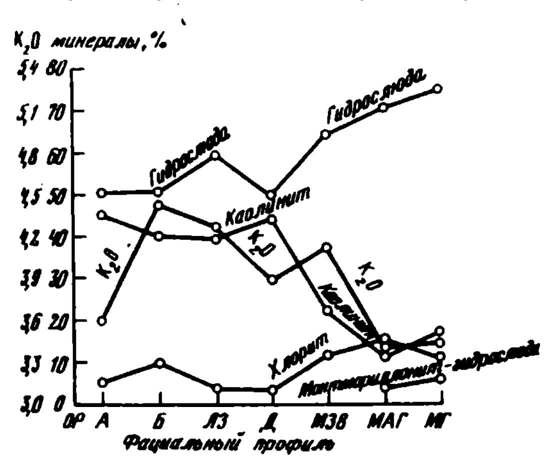
Фациальный профиль глинистых минералов в среднеюрских глинистых отложениях

Как было отмечено выше, в отложениях карахской свиты установлены аллотигенная (полупрозрачная, непрозрачная, изометричная) $2M_1$, и аутигенная гидрослюды (удлиненно-призматическая) 1M (?), каолинит, триоктаэдрический хлорит и монтмориллонит-гидрослюда.

Распространение глинистых минералов изучено в аргиллитах аллювиальных, болотных, лагунных, дельтовых отложений и в трех фациальных типах морских глин, которые характеризуют различные глубины осадконакопления и динамичности вод континентального шельфа. Результаты изучения фациального профиля глинистых минералов по 48 образцам приведены в сводной табл. 29 и на фиг. 17. Здесь же приведены данные по содержанию K_2O в различных фациях (по 34 образцам). Эти данные позволяют установить, что во всех типах морских отложений содержание гидрослюд увеличивается, а каолинита уменьшается.

В содержании каолинита на фациальном профиле (фиг. 19) отмечаются два максимума, связанные с аллювиальными (пойменными) и дельтовыми отложениями. Это свидетельствует о том, что поступавшие в область седиментации частицы каолинита были связаны с участками водосборов, т.е. имели обломочное происхождение. Мы присоединяемся к мнению М.А. Ратеева о том, что уменьшение каолинита в морских отложениях обусловлено быстрой коагуляцией этого минерала в морской среде. Этому способствуют большие размеры пластинок каолинита и склонность его адсорбировать Ca^{2+} из морской воды. Последний увеличивает слипаемость чешуек каолинита и обеспечивает быстрое их осаждение.

Содержание гидрослюды во всех фациях больше 50%, однако ее количество резко увеличивается в фациальных типах морских глин. Такая закономерность может быть легко объяснена с позиций диагенетической концепции о превращении каолинита и других минералов под действием морской воды в гидрослюды. Однако этому выводу явно противоречат резкое уменьшение концентрации калия и увеличение количества хлорита в морских высокогидрослюдистых аргиллитах (фиг. 19). Увеличение содержания гидрослюд в морских отложениях скорее всего может быть объяснено хорошей транспортабельностью пластинок этого минерала в морской среде. Частицы гидрослюд при дальнейшем переносе в морских условиях подвергались и механической дифференциации. Наиболее дисперсные чешуйки отлагались в пелагической части моря (нижняя часть шельфа). Поэтому неслучайно, что



Фиг. 17. Фациальные профили глинистых минералов в отложениях аалена Восточного и Юго-Восточного Кавказа

ОР — область размыва; фации: А — аллювиальная, Б — болотная, ЛЗ — лагунно-заливная, Д — дельтовая, МЗВ — зона волнения моря; МАГ — морская алеврито-глинистая, МГ — морская глинистая

Таблица 29

Распределение глинистых минералов в глинистых породах различных фаций карахской свиты

Фациальная обстановка	Число образцов	Гидрослюда $2M_1$	Каолинит	Хлорит	М + Г	K_2O, %
Аллювиальная	3	50	45	5	–	4,6 (3) *
Болотная	4	57	33	10	–	4,42 (4)
Лагунная	4	60	35	5	–	4,25 (3)
Дельтовая	3	50	45	5	–	3,8 (2)
Морская песчано-алевролито-глинистая	10	65	22	13	–	4,14 (5)
Морская алевролито-глинистая эпинеритовая	12	70	12	14	4	3,39 (8)
Морская глинистая интранеритовая	16	70	10	13	7	3,34 (9)

* В скобках количество определений.

при увеличении содержания гидрослюд в морских глинах концентрация K_2O в них остается низкой (см. табл. 29, фиг. 17), что связано с их сильной деградированностью.

Под электронным микроскопом видно, что размеры частиц обломочных гидрослюд довольно отчетливо коррелируются с фациальным типом глин. Так, например, в пойменных аргиллитах гидрослюды плохо окатанные, с толстыми пластинками размером 5–6 мк, а в морских глинах они полупрозрачные, изометричные, размером 0,3–1,0 мк. Аутигенные гидрослюды, которые четко выделяются под электронным микроскопом в виде небольшой примеси (< 3–5%), установлены в глинах всех фаций и в значительном количестве – в цементе песчано-алевролитовых пород.

Таким образом, нет четкой корреляции между генетическими модификациями гидрослюд и фациальной обстановкой их образования. Отмечается лишь некоторая связь морфологической и механической дифференциаций гидрослюд $2M_1$ с их фациальным профилем.

Фациальный профиль хлорита более прихотливый и сложный. Однако намечается ясная тенденция к возрастанию его количества в морских отложениях. Это, возможно, обусловлено относительно низким порогом коагуляции пластинок хлорита в морской среде.

В морских глинистых и алевролито-глинистых отложениях в незначительном количестве встречается смешанослойный минерал – монтмориллонит-гидрослюда. Появление примеси разбухающего компонента в пелагических глинах противоречит диагенетической концепции, ибо тончайшие частицы монтмориллонита под действием морских и иловых вод (при транспортировке, отложении и диагенезе) должны были преобразоваться в гидрослюды. Этого не произошло. По нашему мнению, накопление небольшой примеси монтмориллонита объясняется чрезвычайно низким порогом коагуляции его частиц, обусловливающим аккумуляцию этого минерала в глубокой части ааленского бассейна. Подобная картина механической дифференциации частиц монтмориллонита описана М.А. Ратеевым (1964) в современных осадках Черного моря. Преобразование монтмориллонита в смешанослойную фазу монтмориллонит-гидрослюды произошло, видимо, на стадии катагенеза глинистых отложений (умеренный катагенез; Теодорович, 1969).

Абсолютный возраст среднеюрских гидрослюд

Независимо от фациального типа и датировки среднеюрских гидрослюд абсолютный возраст их значительно превышает возраст вмещающих пород (табл. 30). При этом возраст гидрослюд из среднеюрских отложений Дагестана колеблется в пределах $224-280 \cdot 10^6$ лет, а возраст гидрослюд из азербайджанской части Большого Кавказа значительно больше — $250-358 \cdot 10^6$ лет. Эти данные хорошо коррелируются с абсолютным возрастом биотитовых и мусковитовых сланцев Центрального Кавказа, Дзирульского массива и южного склона Кавказа. Заметное отклонение для отдельных проб (Гетенкиль и Нардаран) значений абсолютного возраста гидрослюд от нормальных, возможно, связано с потерей аргона во время проведения измерений, деятельностью придонных течений, смешавших глинистые частицы Восточного и Юго-Восточного Кавказа, примесью полевых шпатов в коллоидных фракциях аргиллитов и т.д.

Таким образом, применение радиоактивного метода определения абсолютного возраста с целью изучения генезиса глинистых минералов средней юры дало возможность сделать следующий вывод: абсолютный возраст среднеюрских гидрослюд по K–Ar-методу составляет $220-358 \cdot 10^6$ лет, что достаточно однозначно доказывает их обломочное происхождение, ибо при допущении аутигенности возраст должен быть не более $160-170 \cdot 10^6$ лет.

Различные значения абсолютного возраста среднеюрских гидрослюд из Восточного и Юго-Восточного Кавказа не случаен, а является результатом различного возраста пород областей денудации. В частности, среднеюрские гидрослюды в Дагестане образовались за счет размыва герценидов Предкавказья, а в азербайджанской части Большого Кавказа, они, по-видимому, возникли в результате денудации байкалидов и частично каледонидов Куринской плиты.

Соотношение политипной модификации гидрослюды в среднеюрских аргиллитах

Изучение политипной модификации гидрослюд ($2M_1$ и 1M) в глинистых породах средней юры показало, что среднеюрские аргиллиты представлены в основном высокотемпературной моноклинной модификацией $2M_1$; низкотемпературные же модификации типа 1M рентгенодифрактометрией невозможно обнаружить. В виде отдельных пластинок они выявляются электронной микроскопией. Распространение в аргиллитах средней юры гидрослюд типа $2M_1$ также неоспоримо свидетельствует об обломочном происхождении доминирующей части среднеюрских гидрослюд Восточного и Юго-Восточного Кавказа. В пользу этого вывода говорит также распространение в среднеюрских аргиллитах триоктаэдрической модификации хлорита (ортохлорита), которая встречается только в изверженных и метаморфических породах. Осадочные диоктаэдрические хлориты (лептохлориты) в тонкой фракции среднеюрских аргиллитов были встречены редко.

Еще два факта, о которых следует упомянуть, явно свидетельствуют о тесной связи глинистых минералов аргиллитов с областями сноса среднеюрского бассейна. Во-первых, однообразный минералогический состав песчано-алевролитовых пород средней юры, отражающий петрографический состав и климат питающих провинций, находится в некоторой корреляции с однообразным минералогическим составом глинистых пород. В этом параллелизме минералогических составов различных литологических классов пород, несомненно, есть определенная генетическая связь.

Таблица 30

Абсолютный возраст среднеюрских пород восточной части Большого Кавказа

Место взятия образца	№ образца	Порода	K, %	K^{40}, 10^{-6} г/г	Ar^{40}, 10^{-9} г/г	Ar^{40}/K^{40}, 10^{-3}	Возраст, 10^{6} лет	Геологический возраст
Кара-Койсу	23	Аргиллит	1,40	1,71	19,3	17,1	288	$J_2^{bj_1}$
Салатау	96	То же	2,40	2,92	48,7	16,7	282	$J_2^{aal_2}$
Гамриозень	25	"	2,50	3,05	43,0	14,1	240	$J_2^{bj_1}$
То же	60	Мелкозернистый песчаник	3,05	3,67		15,3	260	$J_2^{bj_2}$
Рубасчай	156	Аргиллит	2,90	3,54	46,0	13,0	224	$J_2^{aal_2}$
Самур-Чахчах	–	То же	1,54	1,88	28,4	17,0	287	J_2^{bj}
То же	34	Мелкозернистый песчаник	1,80	2,20	36,76	16,7	276	"
"	31	Аргиллит	1,54	1,88	29,09	15,47	259	"
Бабачай	–	Среднезернистый песчаник	3,20	3,90	55,8	14,3	245	"
То же	–	То же	2,20	2,68	31,9	11,9	204	"
Нардаран, 571–573 м	–	Аргиллит	1,62	1,98	36,38	18,45	304	"
618–621 м	–	То же	1,45	1,77	34,8	19,6	324	"
945–948 м	–	"	1,95	2,38	42,5	17,8	297	"
Фильфили	–	Биотитовый кварцит	2,23	2,72	62,5	23,0	376	Pz_1
То же	–	Глинистый сланец и валуны	1,1	1,34	27,8	20,8	341	Pz_2
	14	Сланцеватый аргиллит	1,08	1,32	27,8	21,09	346	J_2^{bj}
Малкамуд	2	Среднезернистый песчаник	2,22	2,71	49,7	18,4	310	"
То же	4	Аргиллит	2,80	3,42	32,6	16,9	285	"
Курмухчай	258	Аргиллит	2,70	3,29	50,3	15,3	260	"
Катехчай	–	Среднезернистый песчаник	1,85	2,26	32,1	14,2	242	$J_1^{t_3}$
То же	–	То же	1,60	1,95	32,4	16,6	280	"
"	–	Мелкозернистый песчаник	2,60	3,17	40,4	15,5	264	"

Во-вторых, более или менее однообразный минералогический состав глинистых пород (каолинит-гидрослюдистые глины) Восточного и Юго-Восточного Кавказа на ааленском этапе развития и заметная дифференциация в минералогическом составе аргиллитов (появление в дагестанской части хлорит-гидрослюдистых глин с примесью монтмориллонита) в байосском этапе, вызванная резким изменением ландшафтно-тектонического плана и климата областей денудации, также свидетельствуют о тесной связи глинистых минералов средней юры с ландшафтно-климатическими факторами и петрографическим составом областей денудации.

КОНКРЕЦИИ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА КАК ПОКАЗАТЕЛИ ФАЦИАЛЬНО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Конкреционные минеральные включения имеют широкое распространение в отложениях самого различного возраста гумидного, аридного и вулканогенно-осадочного литогенеза. Разнообразие конкреционных образований особенно характерно для отложений гумидного и субаридного литогенеза, с которыми связаны известные седиментационно-диагенетические руды Fe, Mn, Al, а также ряд крупных осадочных руд Cu, Pb и Zn (Страхов, 1953, 1961, 1962, 1965; Константинов, 1965; Попов, 1963; Абрамович, 1963).

В настоящее время концепция о диагенетическом происхождении конкреционных включений и конкреционных руд осадочных толщ является общепризнанной у нас и за рубежом. Особенно большая заслуга по изучению конкреций и конкреционных руд принадлежит Н.М. Страхову, которому за последние 10—15 лет удалось установить ряд закономерностей в их распределении в осадочных толщах и разработать теорию о механизме образования конкреций и конкреционных руд в современных и древних отложениях (Страхов, 1953, 1956, 1957, 1960, 1961, 1962, 1965). Небезынтересно отметить работы и других советских исследователей, которые своим кропотливым трудом выявили закономерности распространения карбонатных и других видов конкреций в бокситоносных и фосфоритоносных формациях и других осадочных комплексах (Бушинский, 1954, 1960, 1962, 1964), в угленосных отложениях Печорского (Македонов, 1954, 1957), Донецкого (Тимофеева, 1953, 1956, 1959; Зарицкий, 1956, 1957, 1959, 1962, 1966), Карагандинского (Коперина, 1956, 1959) бассейнов, а также в мезозойских отложениях Русской платформы (Виталь, 1959), майкопских отложениях Северного Кавказа (Пряхина, 1959, 1960), мезозойских отложениях Ферганской депрессии (Бабаев, 1958; Акрамходжаев, 1960), юрских отложениях Северо-Западного Кавказа (Теодорович и др., 1962), юрских отложениях Дагестана (Фролов, 1958; Бровков, 1960; Тимофеева, 1963), среднеюрских отложениях Восточного и Юго-Восточного Кавказа (Алиев, Акаева, 1957; Халифа-заде, 1959, 1960, 1962, 1963, 1967) и т.д.

По конкреционным образованиям установлены следующие теоретические и практические выводы:

а) химико-минералогический состав карбонатных конкреций коррелируется с фациальными условиями образования вмещающих отложений (Тимофеева, 1953, 1956, 1959; Зарицкий, 1966; Македонов, 1954, 1957; Халифа-заде, 1960);

б) в связи с разной подвижностью свободных форм Fe, Mn, Ca и Mg наблюдается химическая дифференциация вещества при диагенетическом

минералообразовании в разнообразных фациальных условиях локализации конкреционных тел (Страхов, 1953, 1960; Зарицкий, 1956, 1966; Халифа-заде, 1962);

в) в истории Земли обнаруживается связь (корреляционная) необратимой эволюции химико-минералогического состава карбонатных конкреций с физико-химическими типами водоемов (соленостью), физико-географическими (рельеф, почвенный покров, климат) и геотектоническими (интенсивность денудации и скорость седиментации) факторами (Зарицкий, 1970; Халифа-заде, 1967; Македонов, 1969);

г) разработан ряд критериев по применению конкреционного анализа для корреляции разрезов угленосных толщ и синонимики угольных пластов (Македонов, 1957; Зарицкий, 1966, 1970).

Таким образом, работы последних двух десятилетий по изучению конкреционных образований различных угленосных и частично нефтеносных толщ показали, что эти минеральные включения являются чуткими индикаторами фациально-палеогеографических условий образования вмещающих их осадочных комплексов. Хотя конкреции являются типичными диагенетическими образованиями (раннедиагенетическими), однако в них "кристаллизован" ряд существенных черт седиментогенеза — физико-химической, ландшафтно-климатической и частично геотектонической обстановок областей денудации и аккумуляции.

Попытаемся по конкреционному анализу среднеюрских толщ Восточного и Юго-Восточного Кавказа раскрыть указанные черты седиментогенеза среднеюрских бассейнов. Первые сведения о химико-минералогическом составе карбонатных конкреций (сферосидеритов) аалена Дагестана находим в работах Д.В. Дробышева (1932) и А.А. Корженевского (1937). Позже В.П. Акаева (1955) и А.Г. Алиев, В.П. Акаева (1957) в процессе химико-минералогического изучения карбонатных конкреций юрских отложений Юго-Восточного Кавказа установили их сложный химико-минералогический состав как брейнерит-анкерит-сидерит-кальцит. С 1956 г. конкреционные включения угленосных и смежных отложений Дагестана стали объектом наших исследований и В.Т. Фролова (1958), Г.И. Бровкова (1960), которые расшифровали их минералогический состав с помощью химических, микроскопических и термических анализов и независимо друг от друга пришли к единому мнению о возможности корреляции химико-минералогического состава конкреций с фациальным типом вмещающих их отложений.

Распространение, морфология и условия залегания конкреционных включений в среднеюрской толще

Терригенная толща средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа богата включениями разнообразных конкреций, среди которых наибольшее распространение имеют конкреционные образования карбонатного состава. Кроме карбонатных конкреций, в среднеюрских отложениях установлены дисульфидные и лептохлоритовые конкреции.

Морфологические формы карбонатных конкреций

Морфология и условия залегания карбонатных конкреций в среднеюрской толще весьма различны.

Карбонатные конкреции сильно развиты и морфологически разнообразны в глинистых породах; они изредка встречаются в песчано-алевролитовых толщах карахской свиты и келловея.

Конкреционные включения в разрезах средней юры как по абсолютной массе, так и по морфологическим формам распределены крайне неравномерно. Наибольшая их концентрация наблюдается в тонкозернистых толщах (аргиллиты, глинистые сланцы) хивской и кейванской свит. Абсолютная масса карбонатных конкреций в глинистой толще средней юры составляет от нескольких до 350–500 кг на 1 м^3 породы. Последние цифры характеризуют толщу конкреционных сидеритовых руд Южного Дагестана.

В среднеюрских отложениях наиболее широкое распространение имеют следующие морфологические типы карбонатных конкреций: мелкие "причудливые", шаровидные, эллипсоидальные, желвакообразные, лепешковидные, септариевые, конкреционные линзы с коркой тутенштейна и маломощные вклинивающиеся конкреционные прослои.

Мелкие "причудливые" конкреционные включения имеют ограниченное распространение и приурочены к подпочвам и почвам углей и углистых сланцев и отложениям застойных лагун и заливов, которые богаты ходами илоедов и других зарывающихся организмов. Эти конкреции имеют следующие морфологические формы: шаровидные, пальцевидные, неправильные, яйцевидные; размер конкреций 1–5 см. Мелкие причудливые конкреции нередко образуются в результате выполнения ходов илоедов и корней растений в раннем диагенезе. Содержание карбонатного материала в составе мелких конкреций не превышает 50–60%, минералогически они сложены сидеритом. Они имеют зачастую однородное или концентрическое строение. В глинистой толще эти конкреции распределены беспорядочно и встречаются только в отложениях карахской свиты Дагестана.

Шаровидные конкреции диаметром 0,20–1,5 м установлены в песчано-алевролитовых породах лагунно-заливного и барового генезиса. Включения шаровидных песчанистых конкреций в песчаниках подобного генезиса описаны А.В. Македоновым (1954) из варгутской свиты Печорского и П.В. Зарицким (1966) из продуктивной толщи Донецкого угольных бассейнов. Крупные шаровидные конкреции диаметром 1,5–2 м вслед за Л.И. Горбуновой (1956) описаны Ч.М. Халифа-заде (1960) в массивных алевролитах келловея и апта Дагестана. В аргиллитах карахской и хивской свит подобный морфологический тип конкреций встречается часто, но размер их значительно меньше. В литературе они получили название сферосидеритов.

Шаровидные конкреции в печаниках имеют однородное строение; химико-минералогический состав конкреций в радиальном направлении остается постоянным. В аргиллитах этот тип конкреций имеет однородное или концентрическое строение. Зачастую ядро конкреций сложено кальцитом, а периферийная часть – магниосидеритом. Нередко в типичных шаровидных конкрециях хиналугской (с. Хосрек) и кейванской свит (с. Гуниб) ядро сложено белым мелкозернистым кальцитом, а наружный слой – темным глинисто-известковым материалом.

По минералогическому составу шаровидные конкреции обладают зачастую полимиктовым составом, который меняется по разрезу и площади в зависимости от их фациального и стратиграфического положения. Так, например, в песчаниках карахской свиты шаровидные конкреции имеют анкерит-кальцитовый или сидерит-анкерит-кальцитовый состав. В глинистых же породах карахской свиты шаровидные конкреции состоят из кальцит-магниосидерита. В отложениях кейванской свиты и келловея шаровидные конкреции являются мономинеральными – кальцитовыми, а в хиналугской свите – диминеральными – кальцит-магниесидеритовыми.

Эллипсоидальные конкреционные включения имеют широкое распространение в морских глинах среднеюрских отложений. Изредка они обнаруживаются в морских и лагунно-заливных песчаниках карахской и хивской свит. Размер эллипсоидальных конкреций составляет 0,5–0,8 м. Эти конкреции в аргиллитах имеют прослойное расположение и нередко образуют выраженные цепочки. Характерные цепочки эллипсоидальных конкреций описаны в верхней части сидеритоносной толщи и хивской свиты. Размер и характер эллипсоидальных конкреций часто меняются по простиранию конкреционных прослоев. Размер этих конкреций по длине колеблется от 0,15 до 0,8 м; насыщенность глинистой толщи в хивской свите эллипсоидальными конкрециями составляет 3–10%.

Эллипсоидальные конкреции имеют однородное, концентрическое, реже септариевое строение. В зоне Тфанского антиклинория (Карачай, Бабачай и Джимичай) и Аттагайской зоне (Белоканчай, Катехчай и Курмухчай) эти конкреции обладают пиритовым и марказитовым ядром, а периферическая часть имеет кальцит-магниосидеритовый состав. Подобное химико-минералогическое строение эллипсоидальных конкреций может быть объяснено следующим образом: при диагенезе осадка за счет разложения органики в осадке создавалась сильно восстановительная среда (Eh –100–200mV), которая благоприятствовала стяжению к точкам концентрации вещества дисульфида железа. Однако создавшиеся условия, видимо, были неустойчивыми в последующей стадии диагенеза глинистых илов. В результате роста окислительно-восстановительного редокса осадка сульфидоообразование прервалось, и вокруг скоплений марказита стягивался сидерит-магниосидерит, который образуется уже при положительном значении Eh осадка. Нередко в ядре эллипсоидальной конкреции обнаруживаются раковины аммонитов, створки пелеципод и ростры белемнитов хорошей сохранности, наличие которых явно свидетельствует об образовании этих конкреций в обводненном рыхлом осадке на ранней стадии диагенеза.

Минералогический состав эллипсоидальных конкреций так же, как минералогический состав шаровидных конкреций, резко меняется в зависимости от фациальных и стратиграфических условий залегания. Так, например, в отложениях лагун и заливов карахской свиты они сложены магниосидеритом и кальцит-магниосидеритом, а в морских глинах этого же подразделения в составе эллипсоидальных конкреций резко возрастает содержание кальцитовой фазы. В песчаниках карахской свиты эллипсоидальные конкреции поликомпонентны и имеют кальцит-магниосидерит-анкеритовый состав. В глинистой толще хиналугской и кейванской свит указанные конкреции обладают мономинеральным, реже диминеральным составом с ведущей ролью кальцита.

Желвакообразные конкреции описаны лишь в болотных глинах карахской свиты. Эти конкреции обычно имеют однородное строение, размер их колеблется от 0,5 до 0,8 м. В глинистой толще они расположены беспорядочно, имеют отпечатки и включения минерализованных стеблей и стволов древесных растений. По минералогическому составу конкреционные желваки сложены сидеритом и реже магниосидеритом.

Лепешковидные конкреции имеют размер от 0,1 до 0,25 м, мало распространены в отложениях средней юры. Они встречаются преимущественно в подошве песчаников лагунно-заливного и прибрежного морского генезиса. Кроме того, локальное развитие этих конкреций установлено в хивской свите, вернее, в сидеритоносной рудной толще Южного, Центрального и Северного Дагестана.

Для лепешковидных конкреций характерно послойное расположение в аргиллитовой толще, они нередко образуют сближенные цепочки и прослойки. По строению они однородны и сложены сидеритом или кальциомагниосидеритом. Для этого типа конкреций характерно высокое содержание алюмосиликатного материала (> 50%). Лепешковидность, уплощенность конкреций связана прежде всего с интенсивным стяжением конкрециеобразователей в направлении напластования, где геостатическое давление вышележащих масс было минимально.

Септариевые конкреции установлены лишь в морских глинистых отложениях хивской и кейванской свит. Они имеют как шаровидную, так и удлиненную, эллипсоидальную форму. Внутри конкреции пересечены многочисленными септами — трещинами. Почти все трещины к периферии конкреций затухают, что связано со старением и дегидратацией гелей конкрециеобразователя в результате уплотнения осадка в позднем диагенезе. Септариевые конкреции имеют анкерит-сидерит-кальцитовый состав в хивской свите и кальцитовый — в кейванской свите. Септариевые трещины заполнены крупнокристаллическим кальцитом, реже — доломитом и анкеритом. Нередко в пределах одной трещины отложились доломит и кальцит. Последний на контакте с основной массой имеет крустификационное срастание, что, возможно, связано с перекристаллизацией криптокристаллического кальцита.

Таким образом, основная масса септариевых конкреций образовалась в раннем диагенезе, когда осадок был сильно обводненным. А септариевые трещины и отложения в них крупнокристаллических карбонатов происходило уже в уплотненном осадке в позднем диагенезе, а возможно, и в начальном катагенезе.

Конкреционные линзы довольно крупных размеров (0,8—2,5 м) с коркой тутенштейна установлены в относительно глубоководных глинистых отложениях хивской (Тагирджалчай, Кокмачай) и кейванской свит (Кара-Койсу, Аварское и Андийское Койсу, селения Уллучара и Араканы). Кроме того, конкреционные линзы меньшего размера встречаются в верхней части рудоносной толщи Южного и Северного Дагестана, а также в хиналугской свите зоны Тфанского и Тенгинского-Бешбармакского антиклинориев (Джимичай, Кызылчай, Угах, Гюлех и т.д.). Эти конкреционные "гиганты" имеют либо строение Cone in Cone, либо однородная известково-глинистая масса в периферии кончается коркой тутенштейна. Минералогический состав их однороден, они сложены почти целиком кальцитом. Только в ядре конкреционных линз установлена примесь сидерита или анкеритовой (доломит) фазы. Периферийная часть конкреционных линз имеет только кальцитовый состав с доминирующим количеством алюмосиликатного материала. Нередко слойки вмещающих пород огибают конкреционные тела.

Микроскопически корка конкреционной линзы состоит из крупнокристаллического кальцита или мелкозернистого, с одинаковой оптической ориентировкой частиц, с сохранением микрострукутуры Cone in Cone и флюидальной (текучей) текстурой.

Конкреционные прослои встречаются в аргиллитах и реже в песчаниках лагунно-заливных и прибрежно-мелководных фаций карахской и хивской свит. Мощность прослоев 0,03—0,25 м, прослеживаются они на расстояние 30—50 м. Нижняя часть сидеритоносной толщи в Южном и Северном Дагестане (Присамурская и Чиркатинская залежи сидеритов) представлена конкреционными прослоями, получившими в литературе название глинистых сидеритов (Халифа-Заде, Аббасова, 1963).

В конкреционных прослоях аргиллитов алюмосиликатный материал преобладает над карбонатной частью. В песчаниках же соотношение этих двух фаз обратное. Конкреционные прослои имеют однородное строение, сложены они сидеритом, магниосидеритом, анкеритом и кальцитом. Наибольшее распространение имеют магниосидеритовые прослои.

Конкреции дисульфида железа

По сравнению с карбонатными конкрециями эти конкреции имеют очень ограниченное распространение и характеризуются зачастую низкими показателями насыщенности глинистых толщ. Дисульфидные конкреции многообразны по морфологии и условиям залегания. В виде псевдоморфозы по растительным остаткам они установлены в почвах и подпочвах угольных пластов карахской свиты Дагестана. Дисульфидные конкреции изометрических уплощенных форм описаны в аргиллитах и песчано-алевролитовых породах хивской свиты бассейнов рек Курмухчай, Мухахчай, Катехчай. В этой толще стяжения FeS_2 встречаются с кальцит-сидеритовыми конкрециями. Несмотря на обогащенность глинистой толщи пиритовыми конкрециями, в аргиллитах обнаружены ядра аммонитов и створки пелеципод. Ориентировочная конкрециеносность по дисульфидам железа составляет 2–4%.

Активная генерация дисульфидов железа в осадках при находках раковин бентических моллюсков еще раз подтверждает вывод Н.М. Страхова (1959) о том, что нельзя по величине сульфидов железа судить о характере окислительно-восстановительного редокса придонной и наддонной воды древних водоемов.

В отложениях хиналугской свиты стяжения FeS_2 установлены в алевролитовых слоях. В частности, в массивных алевролитах хиналугской свиты по рекам Цмурчай и Рубасчай описаны разнообразные конкреционные включения дисульфида железа. Эти конкреции имеют радиальное и лучистое строение. По минералогическому составу присутствуют обе модификации FeS_2. Зачастую поверхность этих конкреций шероховатая и игольчатая за счет перекристаллизации скрытокристаллической модификации дисульфида железа в крупнокристаллическую. Последняя состоит в основном из кубов и октаэдров. Включения дисульфидных конкреций в небольшом количестве отмечены в аргиллитах и алевролитах кейванской и карадагской свит. В керновом материале глубоких скважин пл. Ялама, Худат, Нардаран вкрапленники и метаморфозы пирита по растительным остаткам и раковинам фораминифер и пелеципод приурочены к определенным горизонтам и зонам.

Конкреции дисульфида железа в большом морфологическом разнообразии установлены в массивных известковых алевролитах келловея Дагестана (р. Кара-Койсу и с. Араканы).

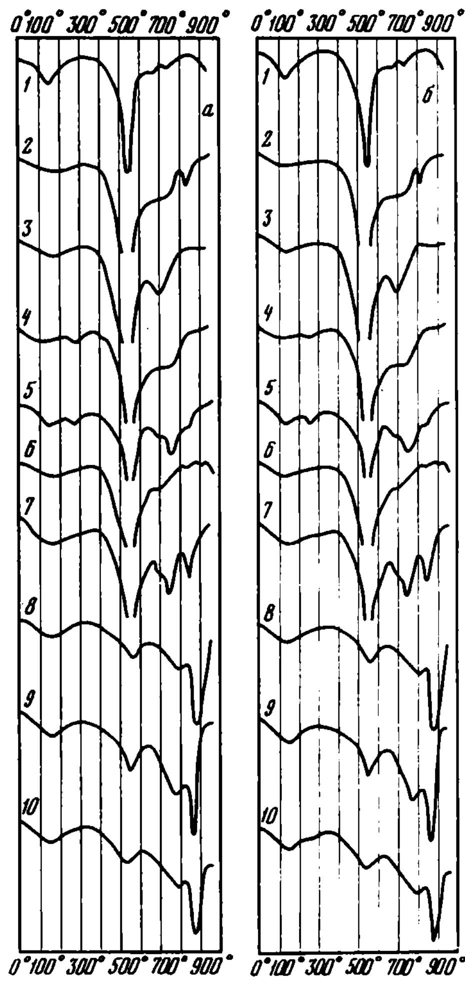
Конкреционные включения шамозита

Шамозитовые конкреции встречаются только в отложениях хивской свиты Дагестана. В частности, они описаны нами (Халифа-заде, Аббасова, 1963) в темно-серых аргиллитах бассейна р. Цилингчай Южного Дагестана и Г.И. Бровковым, Т.А. Москаленко (1961) в массивных зеленовато-серых алевролитах верхнего аалена у с. Чох Центрального Дагестана. Шамозитовые конкреции в указанных местах имеют темно-зеленый и буровато-зеленый цвет, размер — с грецкий орех.

Цементируясь друг с другом, они часто образуют конгломератовидные, бастровыклинивающиеся прослои. Под микроскопом скрытокристаллические агрегаты состоят из землистых скоплений темно-зеленого цвета. В фациальном отношении шамозит приурочен к прибрежным песчано-алевролито-глинистым отложениям и генетически связан с продуктами размыва субтропического выветривания пород в прилегавшей суше.

Химико-минералогический состав карбонатных конкреций карахской и хивской свит

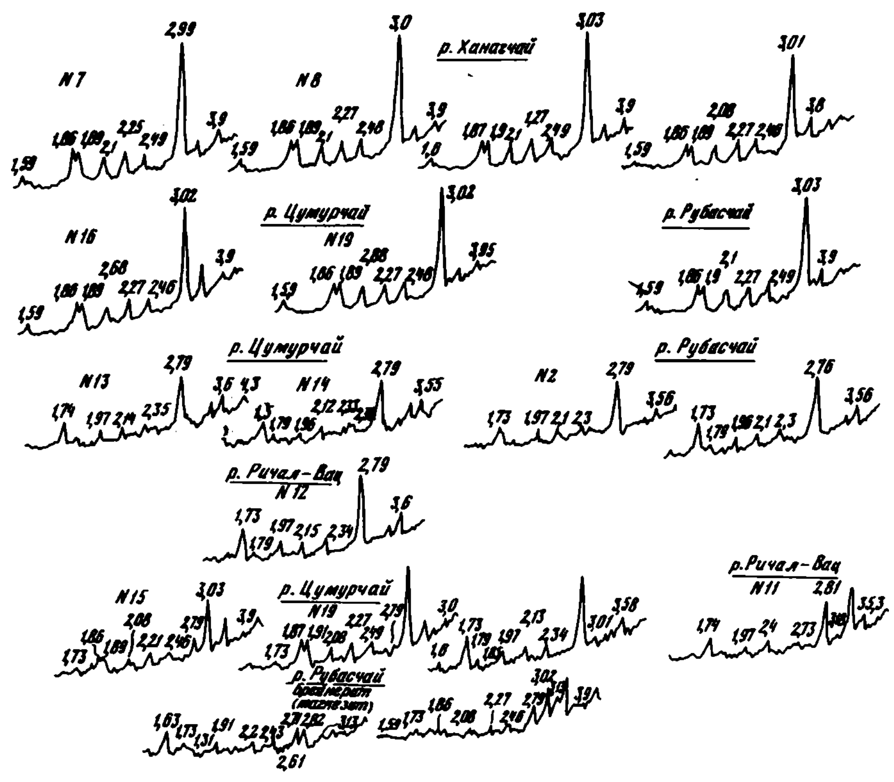
В отложениях карахской и хивской свит имеют большое распространение разнообразные железисто-карбонатные конкреции. Морфологически они встречаются в следующих формах: конкреционные желваки, шаровидные, эллипсоидальные, лепешковидные, конкреционные прослои, конкреционные линзы и т.д. Большинство описанных конкреционных тел имеет фациальную приуроченность.



Фиг. 18. Термограммы карбонатных конкреций карахской и хивской свит

а) Карахская свита: *1* – Кара-Койсу 159; *2* – Кара-Койсу 154; *3* – Чирахчай 5; *4* – Кара-Кайсу 151; *5* – Чирахчай 11; *6* – Чирахчай 13; *7* – Трисанчи 21; *8* – Уллучара *129*; *9* – Кара-Койсу 156; *10* – Бабачай 217;

б) Хивская свита: *1* – Гюлех 233; *2* – Герги 98; *3* – Хосрек 57; *4* – Тагирджалчай 188; *5* – Джимичай 218; *6* – Тагирджалчай 182; *7* – Хосрек 60; *8* – Хосрек 64; *9* – Тагирджалчай 184; *10* – Тагирджадчай 189



Фиг. 19. Дифрактограммы карбонатных конкреций среднеюрских отложений Дагестана

На отдельных участках эллипсоидальные и лепешковидные конкреции, насыщая глинистую толщу цепочкообразными прослоями, образуют рудные залежи. В частности, в глинистой толще хивской свиты Дагестана автором описаны и охарактеризованы пять залежей конкреционных сидеритовых руд: Казардикамская, Присамурская, Текиндагская, Кокмачайская, Каракойсунская (Халифа-заде, Аббасова, 1963). В рудоносной толще этих залежей абсолютная масса конкреционных руд в 1 $м^3$ породы колеблется в пределах 200–500 т.

В песчано-алевролитовых слоях карахской свиты установлены два типа карбонатных конкреций — крупные шаровидные и мелкие уплощенные. Крупные шаровидные конкреции встречаются внутри песчаных пластов, а уплощенные мелкие конкреции — на контакте песчаников с глинистой толщей.

В конкрециях карахской и хивской свит установлены следующие минералогические типы: сидерит-магниосидеритовые, анкерито-сидеритовые, анкерито-кальцитовые, кальцитовые и брейнерит-сидеритовые и кальцит-сидеритовые. Результаты термических и дифрактометрических исследований приведены на фиг. 18, 19.

Сидерит-магнитосидеритовые конкреции

Широко распространены в карахской свите. Количество $FeCO_3$ в них колеблется от 85,4 до 60,43% при концентрации $MgCO_3$ от 8,00 до 22,35%. Содержание $CaCO_3$ составляет 8,00–14,15%, а $MgCO_3$ – 1,55–3,69%. По данным приближенного количественного термического и рентгендифрактометрического анализов (табл. 31 и фиг. 20, 21), основная масса изученных конкреций представлена сидеритом. Содержание сидерита (магниосидерита) в этих конкрециях колеблется в широких пределах (30–82%) за счет резкого изменения содержания аллотигенной примеси (23–60%).

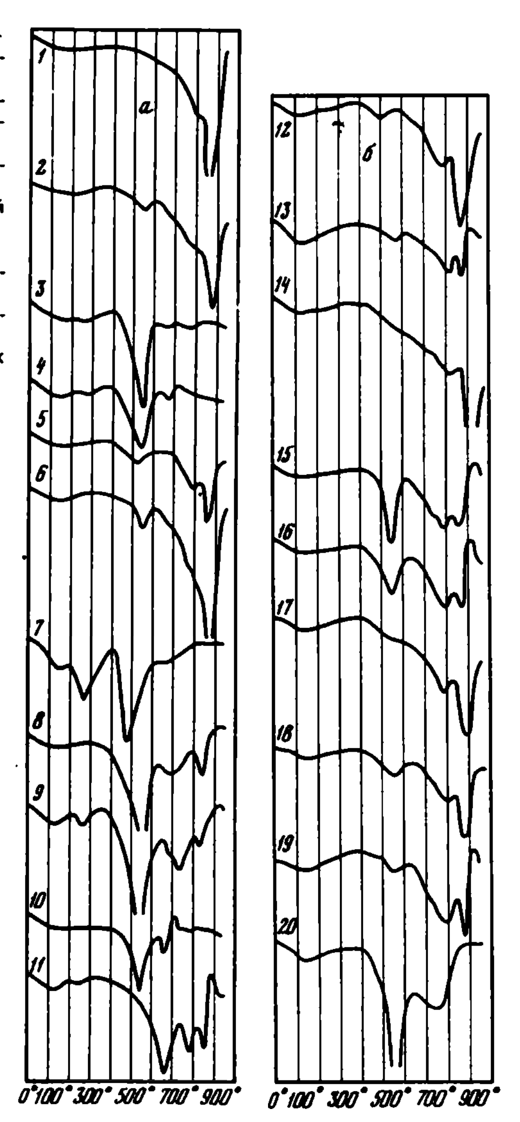
Сидерит-магниосидеритовый состав этих конкреций убедительно диагностируется рентгендифрактометрическим анализом. На дифрактограммах зарегистрированы характерные рефлексы сидерита 3,6; 2,79; 2,34; 2,15; 1,97; 1,79; 1,73 Å. Отражения других безводных карбонатов не были отмечены (фиг. 21).

Макроскопически сидеритовые конкреции имеют темно-серый и черный цвет, плотные, при ударе образуется раковистый излом. При выветри-

Таблица 31

Минералогический состав карбонатных конкреций карахской и хивской свит по данным количественного термического анализа, %

Район	№ образца	Фация	Сидерит (магниосидерит)	Брейнерит (магнезит)	Анкерит (доломит)	Кальцит	Силикаты и алюмосиликаты (МНО)
			Карахская свита				
Бабачай	217	МГ	73	–	8	–	19
Трисанчи	21	ЛЗГ	30	–	10	–	60
Уллучара	129	ЛЗГ	51	15	3	–	31
Кара-Койсу	151	БКП	75	6	7	–	12
То же	154	ДП	50	–	–	20	48
"	156	ЛЗГ	51	3	–	8	38
"	159	Б	70	–	9	–	21
Чирахчай	5	ДП	42	–	8	–	10
То же	11	ЛЭП	42	–	7	–	51
"	13	ЛЭП	48	–	12	–	40
Кара-Койсу	147	ЛЭП	77	–	–	–	23
То же	143	ЛЭП	70	–	–	–	30
Среднее			57	2	6	0,75	34
			Хивская свита				
Герги	98	МАГ	78	–	10	–	11,65
То же	233	МАГ	57	3	5	–	35,12
Бабачай	218	МГ	57	2	19	–	22,17
Тагирджалчай	182	МГ	69	–	5	–	25,28
То же	184	МГГ	–	–	15	40	45,00
"	188	МГ	82	–	8	–	10,00
"	189	МГГ	–	–	9	60	30,50
Хосрек	57	МАГ	71	10	3	–	15,50
То же	60	МАГ	67	–	20	–	13,00
"	64	МГГ	–	–	12	60	28,00
Среднее			48	1,5	10	16	23

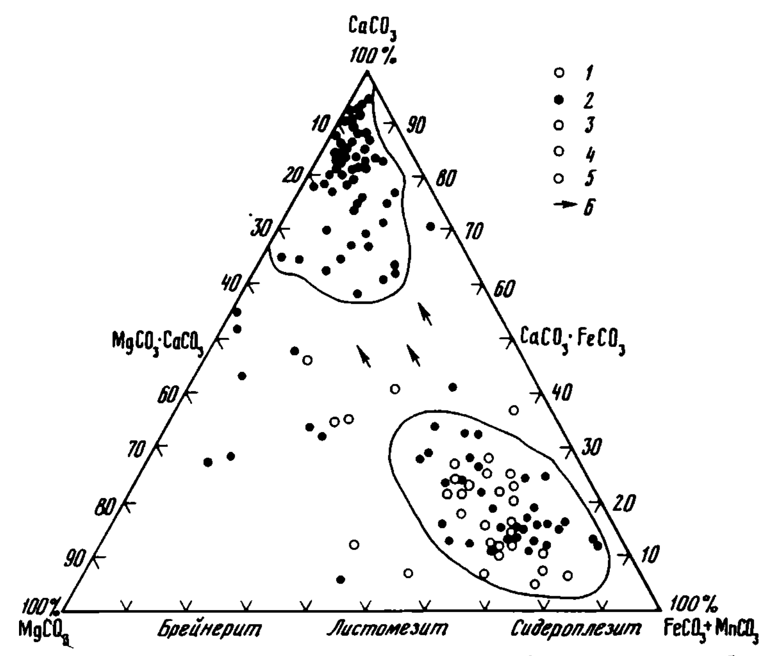


Фиг. 20. Термомограммы карбонатных конкреций хиналугской свиты

а) *1* — Хосрек 76; *2* — Герги 89; *3* — Бабачай 215; *4* — Бабачай 213; *5* — Урари 53; *6* — Кызылкая 181; *7* — Гетенкиль 22; *8* — Урари 63; *9* — Урари 48; *10* — Бабачай 216; *11* — Уллучара 140;
б) *12* — Уллучара 118; *13* — Уллучара 119; *14* — Гюлех 231; *15* — Бабачай 201; *16* — Бабачай 206; *17* — Герги 80; *18* — Бабачай 211; *19* — Хосрек 78; *20* — Хосрек 69

вании наружная оболочка приобретает бурую окраску. Микроскопически эти конкреции имеют криптокристаллическую (с размером зерен 0,006–0,05 мм) микрозернистую структуру (с размером зерен сидерита 0,05–0,01 мм). Редко отмечаются сгустковая и сферолитовая структуры. Изредка установлены в сидеритовых конкрециях прожилки позднедиагенетического кальцита с размером прожилок 0,5–1 мм. Показатель преломления магниосидеритов колеблется *No* = 1,82–1,78 и реже *No* = 1,76.

Кластические зерна этих конкреций состоят из кварца, полевых шпатов кислого ряда и обломков различных пород. Из аутигенных минералов отмечают скрытокристаллическую модификацию кремнезема, шамозит, вкрапленники и неправильные скопления дисульфида железа. Гли-



Фиг. 21. Диаграмма минералогического состава карбонатных конкреций среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа

Карбонатные конкреции свит: *1* — карахской; *2* — хивской, *3* — хиналугской, *4* — кейванской, *5* — карадагской; *6* — направление трансформации минералогического состава конкреций

нистые частицы представлены диоктаэдрическими гидрослюдами с примесью каолинита и хлорита. Нередко песчанистые алевролитистые сидеритовые конкреции состоят из отдельных сгустков сидерита размером 0,1–0,38 мм, разобщенных частицами кварца и обломков пород. Почти все конкреции сидерит-магниосидеритовой группы с HCl не вскипают. Их термические кривые (фиг. 20) имеют эндоэффект при 500–600°, который является результатом термической диссоциации сидерита. Термическая кривая магниосидеритов не отличается от сидеритов. На термических кривых сидеритовых конкреций отмечаются также низкотемпературные эндоэффекты (100–300°), связанные с примесью гидрослюд и гидрогётита. На дифрактометрических кривых наряду с крупными максимумами гидрослюд, кварца и полевых шпатов отмечаются четкие и интенсивные линии сидерита.

В сидерит-магниосидеритовых конкрециях изоморфная связь $MgCO_3$ с $CaCO_3$ была выяснена путем построения графиков зависимости, где на оси абцисс отложено содержание $MgCO_3$ и на оси ординат — содержание $FeCO_3$. Выяснилось, что с увеличением количества $MgCO_3$ уменьшается содержание $FeCO_3$, а изменения в количестве $CaCO_3$ не связаны ни с $MgCO_3$, ни с $FeCO_3$. График зависимости показал, что $MgCO_3$ изоморфно входит в решетку сидеритов, поэтому между ними существует обратная зависимость, а примесь $CaCO_3$ в сидеритовых конкрециях образует самостоятельную фазу, что подтверждается данными рентгенодифрактометрии (фиг. 21).

Сидерит-магниосидеритовые конкреции в виде желваков, караваев, лепешковидных, шарообразных включений встречаются в болотных, лагунно-заливных и морских мелководных отложениях карахской свиты. В отложениях хивской свиты присутствие этой группы слишком ограничено.

Анкерит-сидеритовые конкреции

Эта группа конкреций по сравнению с сидеритовыми конкрециями менее распространена в карахской свите. В химическом составе этих конкреций наряду с $FeCO_3$ заметную роль играет $CaCO_3$, который вместе с некоторым количеством $MgCO_3$ и $FeCO_3$ образует самостоятельную фазу анкерита. Макроскопически и микроскопически эти конкреции мало отличаются от типичных сидеритовых и магниосидеритовых конкреций. Однако они по сравнению с сидеритами реагируют с соляной кислотой и содержат зерна с относительно низким показателем преломления $No = 1{,}72$.

По данным термического анализа, присутствие доломита убедительно регистрируется благодаря высокотермическим эндоэффектам при 700–900°. Однако малое содержание анкерита и слабая чувствительность регистрирующей аппаратуры не позволяют фиксировать тройной эффект и отличить его от доломита. Поэтому они определены вместе.

По данным приближенного количественного термического анализа (Цветков, 1962; Халифа-заде, Остремский, 1964) большинство термически изученных конкреций содержит анкерит (доломит) в количестве 3–12% в карахской и 5–20% в хивской свитах. Колебание показателей преломления карбонатных частиц и характер термических кривых явно свидетельствуют о том, что в указанных конкрециях мы имеем дело то с анкеритом, то с параанкеритом (железистый доломит) или же доломитом. Точная их диагностика в каждом конкретном случае не представилась возможной. Анкерито-сидеритовые конкреции описаны в песчаниках лагун и заливов и в аргиллитах прибрежно-мелководных отложений.

Кальцитовые конкреции

В виде конкреционных линз с коркой тутенштейна встречаются в аргиллитах хивской свиты. Содержание $CaCO_3$ в них колеблется в пределах 80–93% и $FeCO_3$ – 1,75–15,45%. Количество $MgCO_3$ варьирует от 1,3 до 10,82%, $MnCO_3$ – от 1,19 до 3,70, М.н.о. – от 15 до 56%. На дифрактограммах кальцитовых конкреций отмечается интенсивный рефлекс со значением 3,02 Å. Остальные рефлексы (3,9; 2,48; 2,27; 2,08; 1,89; 1,59 Å) кальцита имеют на дифрактограммах равную интенсивность. На дифрактограммах кальцитовых конкреций, кроме сидерита, кварца, хлорита и гидрослюд, другие минералы не регистрировались. Макроскопически внутреннее строение этих конкреций однородно-серого и темно-серого цвета, а внешняя оболочка имеет структуру конус в конус; большое содержание и зональное расположение алюмосиликатного материала отмечается в радиальных направлениях конкреций. Показатель преломления кальцитовых конкреций составляет $No = 1{,}657–1{,}659$.

Благодаря низкому содержанию железа в обнажениях цвет кальцитовых конкреционных линз почти не отличается от цвета вмещающих

пород, и они бурно реагируют с 2% HCl. Допускаем, что в кальцитовых конкрециях до 10% $MgCO_3$ и $FeCO_3$ образуют свои самостоятельные минералы — магниосидериты, а $MnCO_3$ (до 3%) входит в кристаллическую решетку карбоната кальция в виде изоморфной примеси.

Таким образом, в кальцитовых конкрециях присутствует манганокальцит, а также, возможно, магнезиальный кальцит с примесью магниосидерита. Эта мысль подтверждается результатами рентгенодифрактометрических исследований (см. фиг. 19), поскольку на дифрактограммах кальцитовых конкреций иногда удается установить сидеритовую фазу. Наличие родохрозита в кальцитовых конкрециях вряд ли возможно, ибо содержание $MnCO_3$ во всех изученных пробах < 5% и укладывается в пределах изоморфизма манганокальцитов. Термические кривые кальцитовых конкреций имеют большой эндотермический эффект при 850°, связанный с термической диссоциацией кальцита (фиг. 20). Небольшой эндоэффект в пределах 750° позволяет предположить присутствие доломита (анкерита). Эндоэффекты при 100 и 600° обусловлены присутствием значительной примеси гидрослюд. Таким образом, в некоторых кальцитовых конкрециях хивской свиты, по данным термического анализа, примесь $CaCO_3$ и $MgCO_3$ обязана присутствию в них самостоятельной доломитовой (анкеритовой) фазы. Кальцитовые конкреции в виде конкреционных линз с фундиковой структурой распространены только в относительно глубоководных глинистых отложениях.

Анкерит-кальцитовые конкреции

Этот тип карбонатных конкреций спорадически встречается в отложениях карахской и хивской свит, однако фациальный профиль и стратиграфический диапазон их распространения по сравнению с кальцитовыми конкрециями более обширен. Анкерит-кальцитовые конкреции имеют относительно крупный размер (0,5—0,8 м), эллипсоидальную и линзовидную формы. На выветрелых участках они окрашены в буровато-серый цвет благодаря окислению закиси железа в анкерите. Оптическим методом анкеритовые зерна определить не удается. Изредка в анкерит-кальцитовых конкрециях анкерит преобладает над кальцитом. Так, например, в лагунно-заливных глинистых отложениях хивской свиты из с. Уллучара в анкеритовой конкреции конкрециеобразователи распределены в следующем порядке: $FeCO_3$ — 15,60; $CaCO_3$ — 48,00; $MgCO_3$ — 33,55 и $MnCO_3$ — 2,70%.

Анкерит-кальцитовые и реже кальцит-анкеритовые конкреции распространены в лагунно-заливных песчано-алевролитовых и глинистых, а также прибрежно-морских глинистых отложениях.

Кальцит-сидеритовые конкреции

К этой группе относятся многочисленные лепешковидные и эллипсоидальные конкреции обеих свит с содержанием $FeCO_3$ > 70,0—85,0% и $CaCO_3$ от 15,9 до 22,0%. Количество $MgCO_3$ составляет от 0,15 до 4,14% и $MnCO_3$ — 0,45—3,80%. Для этой группы конкреций характерно сближение содержания $MgCO_3$ с $MnCO_3$. Микроскопически они имеют однородное, концентрическое и реже радиально-лучистое строение. В выветрелых разностях конкреции окрашены в бурый цвет и слабо реагируют на кислоту.

В песчанистых разновидностях кальцит-сидеритовых конкреций описаны округлые выделения халцедона. По данным оптических исследований, конкреции, в которых присутствуют зерна с *No* = 1,65 и 1,82, по составу соответствуют сидероплезиту и кальциту. Термические кривые кальцит-сидеритовых конкреций содержат два ясно выраженных эндоэффекта при 550–850°. Первый свидетельствует о присутствии сидерита, а второй — кальцита (фиг. 20). Зачастую ядро этих конкреций сложено сидеритом, а периферийная часть — кальцитом.

Кальцит-сидеритовые конкреции различных морфологических форм имеют широкий фациальный диапазон распространения. Они встречаются в субконтинентальных и морских глинистых отложениях карахской и хивской свит, широко представлены и в рудоносной толще сидеритовых залежей Дагестана.

Брейнерит-сидеритовые конкреции

Они впервые выделены автором (Халифа-заде, Аббасова, 1963) при термическом изучении конкреционных руд Текиндагской залежи Южного Дагестана. Обычно $MgCO_3$ в карбонатных конкрециях изоморфно входит в состав сидеритов и определяет различную степень их магнезиальности (сидероплезит и реже пистомезит).

В карбонатных конкрециях из пресноводных, озерных отложений содержание $MgCO_3$ составляет 1–3% от суммы карбонатов (Виталь, 1959; Коперина, 1959; Бродская, 1959). В карбонатных конкрециях из субконтинентальных и морских отложений содержание $MgCO_3$ резко растет до 10–20%, а иногда составляет 30–32% от суммы карбонатов (Тимофеева, 1956, 1959; Зарицкий, 1956, 1960, 1966). На основании имеющихся данных П.В. Зарицкий сделал вывод о том, что в диагенетических карбонатах $MgCO_3$ не образует самостоятельную минеральную фазу, а изоморфно входит в структуру сидерита. Наличие брейнерит-магнезитовой фазы в сидеритовых конкрециях было подтверждено рентгенодифрактометрическим исследованием. Брейерит-магнезитовая фаза выделяется по характерному рефлексу 2,73–2,71 Å (см. фиг. 19).

В отложениях карахской и хивской свит брейнерит-сидеритовые конкреции имеют очень ограниченное распространение. Макроскопически они крупного размера (0,5–0,8 м), линзовидной формы, буровато-серого цвета. Микроскопически имеют однородное, реже концентрическое строение; минералогический состав этих конкреций меняется в радиальном направлении, обычно центральная часть этих конкреций представлена сидеритом и магниосидеритом, а наружная — брейнеритом (магнезитом). Содержание веществ-конкрециеобразователей в этой группе конкреций колеблется в следующих интервалах: $MgCO_3$ – 50,4–70,1%; $FeCO_3$ – 19,5–40,0%; $CaCO_3$ – 7,5–10,4%; $MnCO_3$ – 0,50–1,08%. В нашем распоряжении имеется химический состав четырех таких конкреций. Характерно то, что этот минералогический тип конкреций по сравнению с кальцитовыми и сидеритовыми группами очень беден марганцем. Допускаем, что примесь $CaCO_3$ в пределах 7–10% не образует самостоятельного минерала, а входит в решетки магниосидеритов, образуя кальциомагниосидериты. Показатели преломления зерен карбонатов составляют *No* = = 1,80 и 1,67, что подтверждает наличие в этом типе конкреций кальциомагниосидеритовой и брейнерит-магнезитовой фаз.

На кривых нагревания указанных конкреций наряду с крупным эндотермическим эффектом при 500–600° С отмечается слабо выраженный

эндоэффект при 580–620°, что, несомненно, обусловлено термической диссоциацией безводных карбонатов брейнерит-магнезитового типа (фиг. 18).

По данным термического анализа, содержание брейнерита в шести сидеритовых конкрециях колеблется от 3 до 15% (табл. 31, фиг. 20). Судя по величине максимума 2,73 Å на дифрактограммах сидеритовых конкреций, содержание брейнерита-магнезита в них составляет $>30\%$.

Брейнерит-сидеритовые конкреции встречены в лагунно-заливных глинистых и алевролито-глинистых морских отложениях.

Химико-минералогический состав карбонатных конкреций хиналугской и кейванской свит

Морфологически конкреционные образования указанных свит мало отличаются от карбонатных конкреций более древних подразделений средней юры. Однако из-за отсутствия в отложениях хиналугской и кейванской свит гумусовых углей и углистых пород и континентальных и субконтинентальных фациальных обстановок, естественно, в них не встречаются сидеритовые желваки, пальцевидные и другие мелкие конкреции. Отсутствуют конкреционные включения также в песчано-алевритовых толщах этих подразделений. Характерными для аргиллитовых толщ хиналугской свиты являются шаровидные, эллипсоидальные конкреции и конкреционные линзы с коркой тутенштейна.

Морфологические формы конкреций обычно не коррелируются с фацией, за исключением крупных конкреционных линз, которые обычно приурочены к относительно глубоководным глинам, содержащим планктонные фораминиферы. По результатам комплексных исследований (фиг. 21) среди карбонатных конкреций хиналугской и кейванской свит выделены следующие минералогические типы: анкерито (доломит)-кальцитовый, анкерито-сидеритовый, сидерито-анкеритовый, брейнерит-анкерит-кальцитовый и кальцитовый. Наибольшее распространение из этих минералогических типов имеют анкерит-кальцитовые и кальцитовые модификации, причем в аргиллитах кейванской свиты описаны только последние два типа конкреций, другие отмечены не были.

Анкерито-кальцитовые конкреции

К этой группе относится большинство уплощенных и эллипсоидальных конкреций хиналугской и кейванской свит. Особенно широко они распространены в аргиллитах кейванской свиты. В анкерито-кальцитовых конкрециях основным конкрециеобразователем является карбонат кальция, содержание которого колеблется в пределах 65–90%, содержание $MgCO_3$ составляет 4,21–24,70%, $FeCO_3$ – 2,70–15,00, $MnCO_3$ – 0,96–3,10%. Под микроскопом эти конкреции имеют криптокристаллическую (0,0015–0,085 мм), тонкозернистую (0,01–0,05 мм) и псевдообломочную структуру. Текстура этих образований массивная, пятнистая, в богатых примесями терригенных разностях беспорядочная.

Обломочная примесь представлена кварцем (15–30%), обломками различных пород (1,5–10%) и полевыми шпатами (3–15%). В единичных зернах отмечаются слюда, хлорит, титанит, циркон и турмалин.

Показатель преломления тонких зерен составляет No = 1,657–1,659. Иногда удается измерить показатель преломления 1,68, соответствующий доломиту.

Термические кривые (фиг. 20) имеют резко выраженный эндоэффект при 850° и слабую эндотермическую реакцию при 750°, которая характеризует примесь доломита. Тройной эффект, характерный для анкерита, не регистрируется из-за малой чувствительности терморегистрирующей системы. Отсутствие типичной анкеритовой реакции при 800° обусловлено малым содержанием $FeCO_3$ в доломитовой фазе. Соотношение Fe и Mg в доломитовой молекуле составляет 1 : 2, что соответствует параанкеритам (по Татарскому). Содержание анкеритов (доломитов) в карбонатных конкрециях хиналугской и кейванской свит (табл. 32), где количество этого конкрециеобразователя (доломита) в анкерито-кальцитовых конкрециях колеблется в пределах 15–30% при изменении алюмосиликатной примеси от 20 до 50%, определено по количественному термическому анализу.

Анкерито-кальцитовые конкреции имеют широкое распространение в алевролито-глинистых и глинистых отложениях хиналугской и кейванской свит, образовавшихся в различных частях континентального шельфа.

Кальцит-анкерит-сидеритовые конкреции

Широко распространены в песчано-алевролито-глинистых и алевролито-глинистых отложениях хиналугской свиты. Макроскопически они имеют уплощенную форму с размером от 0,2 до 0,5 м и окрашены в бурый, буровато-серый цвет. В глинистой толще имеют послойное и цепочкообразное расположение. Основной конкрециеобразующий компонент $FeCO_3$ составляет 52–85%. Побочные соли: $MgCO_3$ – 2,1–9,0%; $CaCO_3$ – 13,5–25,0 и $MnCO_3$ – 0,43–8,1%. Характерным для этой группы конкреций является относительно высокое содержание углекислого марганца, что связано с его легкой растворимостью в изоморфном ряду $FeCO_3$ – $MgCO_3$. Измерение оптических констант подтвердило наличие в этой группе конкреций сидеритовой (No = 1,82), кальцитовой (1,65) и доломитовой (1,67) фаз.

Кривые нагревания (см. рис. 20 этих конкреций содержат один резко выраженный эндотермический эффект при 550°, что характерно для сидерита, а также менее выраженный двойной эндоэффект при 750–850°, связанный с диссоциацией анкерита (доломита). Нередко эффект при 730–750° носит затяжной характер, что, видимо, обусловлено постепенным распадом молекул $FeCO_3$ и $MgCO_3$ в анкеритах. По данным количественного термического анализа, количество анкерита (доломита) в сидеритовых конкрециях составляет 7–15%, а кальцита – 6,8% (табл. 32).

Сидерит-анкеритовые конкреции

Имеют очень ограниченное распространение в хиналугской свите, а в отложениях кейванской свиты они не установлены. В нашем распоряжении имеется несколько термических и химических анализов сидерит-анкеритовых конкреций. В них содержание $FeCO_3$ составляет 27,8–50,0%, $CaCO_3$ – 24,0–40,5, $MgCO_3$ – 22,0–32,5%. Повышение количества $MgCO_3$, видимо, связано с вхождением некоторой части его ионов в структуру сидерита. Как видно из результатов химических анализов, в этой группе преобладающим компонентом является $FeCO_3$ и $CaCO_3$, а роль $MgCO_3$ второстепенна.

Зачастую структура этих конкреций микрозернистая, хорошо видны ромбоэдры доломита-анкерита с размером 0,2–0,35 мм.

Таблица 32

Минералогический состав карбонатных конкреций хиналугской и кейванской свит по данным приближенного количественного термического анализа, %

Район	№ образца	Фация	Сидерит (магнио-сидерит)	Брейнерит магнезит)	Анкерит (доломит)	Кальцит	Силикаты и алюмосиликаты)
			Хиналугская свита				
Гетенкиль	2	МГ	35	10	7,0	8,0	30,5
Гюлех	231		–	–	15,0	65,0	20,0
Тагирджалчай	281	МАГ	–	–	10,0	50,0	40,0
Улучара	118	МГ	–	–	21,0	60,0	18,0
То же	119	МГ	–	8	12,0	30,0	50,6
"	140	МГ	–	26	15,0	35,0	25,0
Урври	48	МГ	59	–	13,0	10,0	18,5
То же	53	МАГ	–	–	23,0	35,0	42,0
"	63	МГ	64	6	–	10,0	21,0
Хосрек	69	МАГ	65	–	14,0	–	20,0
То же	76	МПАГ	–	–	7,0	59,0	34,0
"	78	МГ	–	–	30,0	20,0	50,0
Бабачай	201	МГ	16	–	40,0	–	43,0
То же	206	МГ	11	–	48,0	–	42,0
Бабачай	211	МГ	–	–	8,0	30,0	60,0
То же	213	МАГ	26	9,8	–	–	62,0
"	215	МАГ	31	–	10,0	5,0	55,0
"	216	МГ	21	13	–	–	67,0
Среднее			19	5	15	23	33
			Кейванская свита				
Урври	42	МГ	–	–	15,0	35,0	50,0
Герги	82а	МГ	–	–	12,0	31,5	56,5
Улучара	107	МГ	–	–	10,0	62,0	28,0
То же	108	МГ	–	–	2,0	70,0	28,0
Герги	80	МГ	–	–	13,0	75,0	12,0
То же	89а	МАГ	–	3	8,0	40,0	48,0
Герги	76	МП	–	–	–	45,0	55,0
То же	77	МГ	–	–	40,0	–	60,0
Кара-Койсу	162	МГ	–	–	–	75 0	25,0
Араканы	171	МГ	-	–	–	70,0	30,0
Среднее			–	0,27	9,82	48,5	41,1

Термические кривые сидерит-анкеритовых конкреций (см. рис. 20,*а* и *б*) имеют более сложный характер по сравнению с другими диминеральными типами карбонатных конкреций, а именно: ясно выражены слабый эндотермический эффект сидерита при 550° и крупный двойной эффект доломита при 750–850°. Экзотермический эффект при 920° обусловлен окислением закиси железа анкеритов. По данным количественного термического анализа, содержание анкерита в таких конкрециях составляет 40–48% при алюмосиликатной примеси 40–43% (табл. 32).

Брейнерит-анкерит-кальцитовые конкреции

Эти конкреции, так же как сидерит-анкеритовые, имеют ограниченное распространение. Встречаются лишь в аргиллитах хиналугской свиты. Морфологически брейнерит-анкерит-кальцитовые конкреции не отличаются от других трехминеральных карбонатных конкреционных включений. Содержание $CaCO_3$ в указанных конкрециях колеблется в интервале 45,6–65,4%, $MgCO_3$ – 25–47, $FeCO_3$ – 4,5–8,3%.

Судя по оптическим константам, в этих конкрециях имеются кальцитовая и доломитовая фазы. Однако термический анализ этих же проб показывает также наличие брейнеритовой (магнезит) фазы, которая дает слабо выраженный эндоэффект при 500–650° (см. фиг. 20,*в*). Брейнерит (магнезит) ясно регистрируется и в сидеритовых конкрециях (см. фиг. 20; Бабачай 216).

Кальцитовые конкреции

В отложениях хиналугской и кейванской свит описаны три морфологические модификации кальцитовых конкреций – шаровидные, эллипсоидальные и конкреционные линзы с коркой тутенштейна. Семьдесят процентов конкреционных включений кейванской свиты относятся к этой группе. В кальцитовых конкрециях содержание $CaCO_3$ составляет 86,5–95,5%, $MgCO_3$ – 2,30–6,35, а количество $FeCO_3$ колеблется в пределах 2,73–8,00 и $MnCO_3$ – 0,53–1,05%.

Таким образом, для кальцитовых конкреций характерно чрезвычайно низкое содержание $MnCO_3$, составляющее в среднем 0,6% от суммы карбонатов.

Под микроскопом кальцитовые конкреции имеют однородное строение с криптокристаллической и микрозернистой структурами. Иногда большая примесь аллотигенного материала нарушает однородность карбонатной массы, придавая ей кластогенную структуру. В крупных конкреционных линзах нередко отмечались также крупнокристаллическая и пойкиллитовая структуры. Нередко микроскопически кальцитовые конкреции содержат крупную фюзенизированную растительную ткань, вкрапленники дисульфида железа и мелкие сгустки сидерита. Показатель преломления как мелкозернистых, так и крупнокристаллических кальцитовых включений неоднократно измерялся и составляет *No* – 1,657–1,659 соответственно.

Кривые нагревания (фиг. 20), помимо слабых низкотемпературных гидрослюдистых эффектов, содержат большой эндотермический эффект при 850°, который возникает в результате термической диссоциации кальцита. Кроме того, на термограммах конкреций данной группы, помимо ясно выраженного кальцитового эффекта, отмечаются "площадка" при 780–800° и слабый изгиб, который характеризует наличие в кальцитовых конкрециях доломитовой примеси. По данным количественного термического анализа (см. табл. 32), содержание кальцита в данном типе конкреций из хиналугской свиты составляет 60–65% при содержании доломита 6–8 и алюмосиликатов 30–40%. В подобных же конкрециях из кейванской свиты содержание кальцита растет до 75%, примесь доломита не регистрируется (табл. 32), а алюмосиликаты составляют 25–30% от общей глинисто-карбонатной массы.

В эллипсоидальных и шаровидных кальцитовых конкрециях в радиальном направлении состав конкрециеобразователя также остается

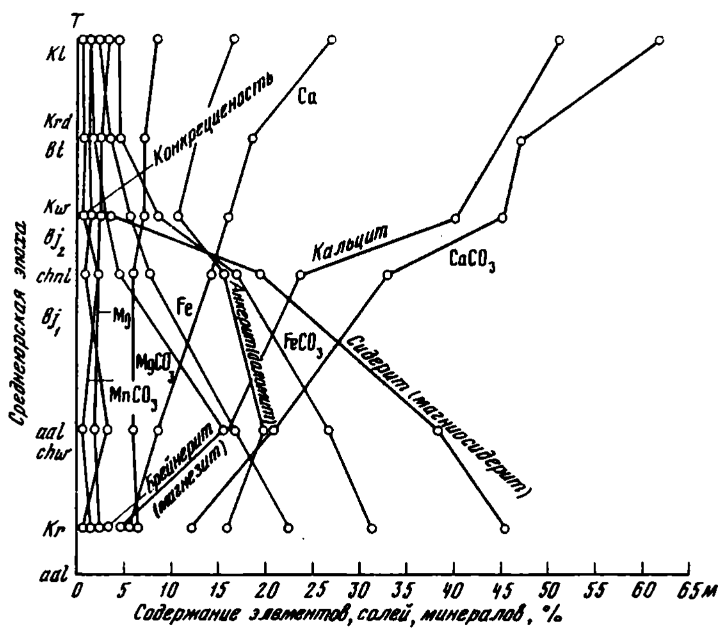
постоянным. А в крупных конкреционных линзах, в их ядре, отмечается небольшая примесь железистых карбонатов (анкерит, сидерит).

Кальцитовые конкреции широко распространены и морфологически разнообразны в отложениях кейванской свиты. Причем в конкрециях хиналугской свиты небольшая примесь (до 5–8%) $FeCO_3$ и $MgCO_3$ зачастую обусловлена присутствием анкерита и реже сидерита в виде самостоятельной конкрециеобразующей фазы, а в кальцитовых конкрециях кейванской свиты указанные компоненты входят в структуру кальцита в виде изоморфной примеси. Такие кальциты можно справедливо назвать магнезиальными и железистыми кальцитами (феррокальциты).

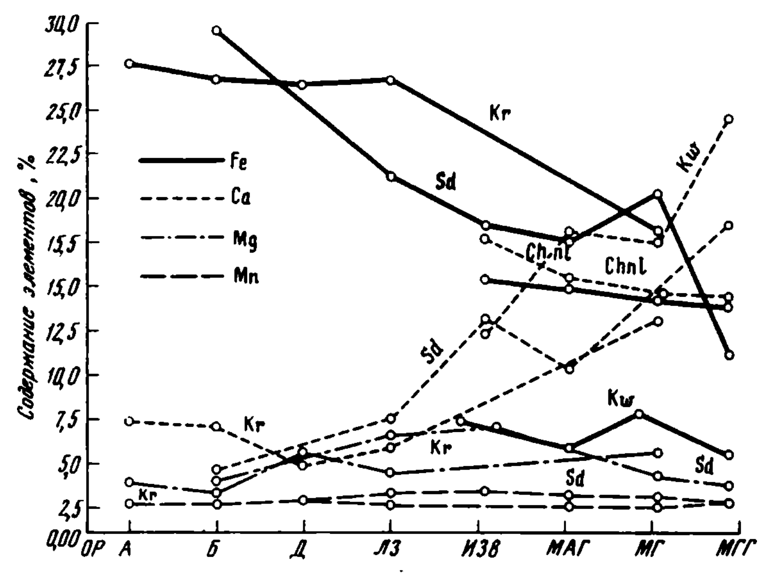
Минералогический состав карбонатных конкреций карадагской свиты

В отложениях карадагской свиты карбонатные конкреции в форме караваев и эллипсоидов описаны в Северо-Западном (Шаро-Аргун, Аварское Койсу), Центральном (Кара-Койсу, Араканы) и Юго-Западном Дагестане (Герги и Урари).

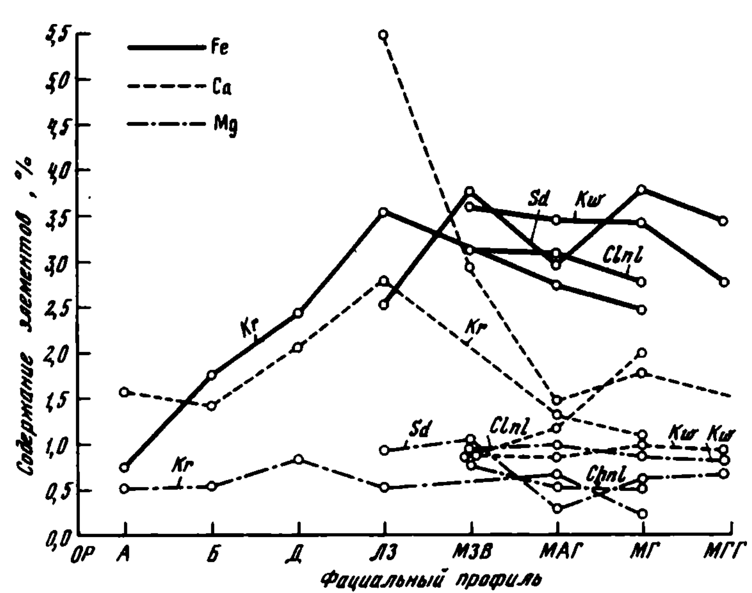
Химико-минералогический состав конкреционных включений не подвергается резким колебаниям и состоит в основном из карбоната кальция; иногда кальциту сопутствует небольшая примесь анкерита (доломит). В среднем компонентном составе карбонатных конкреций карадагской свиты содержание $CaCO_3$ составляет 84,61%. Сумма остальных конкрециеобразующих солей — 15,4%. Термические кривые подтверждают мономинеральный кальцитовый состав конкреций. Лишь один образец целиком представлен доломитом, что не характерно для карбонатных конкреций карадагской свиты.



Фиг. 22. Диаграмма изменения химико-минералогического состава карбонатных конкреций и конкрециеносности в среднеюрской эпохе Восточного Кавказа



Фиг. 23. Фациальные профили Fe, Ca, Mg, Mn в конкрециях среднеюрских отложений



Фиг. 24. Фациальные профили растворимых форм Ca, Fe, Mg в аргиллитах средней юры Восточного Кавказа

Таким образом, среди карбонатных конкреций карадагской свиты по химико-минералогическому составу можно выделить кальцитовые и анкерит-кальцитовые разновидности, из них только первые имеют широкое распространение.

В карадагской свите и келловейских отложениях Дагестана встречаются только мономинеральные кальцитовые конкреции двух морфологических типов: крупные шаровидные алевритистые конкреции диаметром 0,8—1,5 м в массивных алевролитах и эллипсоидальные конкреции с размером 0,15—0,25 м в сероцветных аргиллитах. Последние в районах селений Гуниб, Араканы, цепочкообразно располагаясь в аргиллитовой толще, образуют высокую концентрацию (конкрециеносность толщи 10—15%).

Таким образом, анализ распространения морфологических и химико-минералогических форм карбонатных конкреций в среднеюрских отложениях показал их непостоянство и необратимую эволюцию во времени.

Морфологически и химико-минералогически карбонатные конкреции наиболее разнообразны в карахской и частично хивской свитах в связи с большим набором фациальных условий образования. Конкреции хиналугской свиты в этом отношении занимают промежуточное положение. По мере омолаживания возраста подразделения средней юры морфологические формы и химико-минералогический состав заключенных в них карбонатных конкреций становится скудным и мономинеральным, как, например, конкреционные включения кейванской и карадагской свит. А в келловейских отложениях, несмотря на высокую конкрециеносность отдельных пачек, карбонатные конкреции имеют кальцитовый состав. Примесь других карбонатов не была отмечена. Причины подобного направленного изменения химико-минералогического состава карбонатных конкреций средней юры во времени обусловлены ландшафтно-климатическими факторами, что будет подробно рассмотрено ниже.

Малые элементы в карбонатных конкрециях

Работами ряда исследователей (Виталь, 1959; Страхов, 1961; Халифа-заде, Аббасова, 1963; Зарицкий, 1970) доказано, что большинство малых элементов не принимают участия в диагенетическом минералообразовании. Они попадают в конкреции вместе с обломочными минералами и глинистыми частицами. Выяснено, во-первых, что содержание элементов семейства железа (Ti, Cr, Ni, Co, V и Cu), тяжелых металлов (Zn и Pb, и Zr, Ga, Mo) более значительно во вмещающих породах по сравнению с конкрециями; во-вторых, содержание этих элементов в карбонатных конкрециях непосредственно связано с количеством минерального нерастворимого остатка. В этом отношении исключение составляет Sr.

Проверим установленные закономерности на примере карбонатных конкреций средней юры. Приближенным количественным спектральным анализом изучено распределение Cr, Ni, Co, Ti, V, Pb, Zn, Cu, Zr, Mo и Sr, Ba в 135 пробах, охватывающих конкреционные образования трех региональных подразделений средней юры. В табл. 33 дается также среднее содержание элементов по свитам для сравнения с их кларками в карбонатных породах. Кроме того, в конкрециях спорадически встречаются Ge, Ga, Sn, Ba, Y и Yb, которые также непосредственно связаны с глинис-

тыми минералами и другими алюмосиликатными и силикатными примесями конкреционных включений.

В целом сводная табл. 33 дает представление о распространении малых элементов в карбонатных конкрециях средней юры и позволяет сопоставить эти данные с конкрециями Донецкого, Печорского угольных бассейнов и мезозоя Русской платформы. Как следует из таблицы, в распределении элементов семейства железа и тяжелых металлов какой-либо закономерности не наблюдается. Вариации в содержании малых элементов в конкрециях отдельных разрезов и свит скорее всего связаны с колебанием количества минерального нерастворимого остатка. Содержание кластогенных элементов во вмещающих породах значительно больше, чем в конкрециях. Однако при сравнении концентраций кластогенных элементов в конкрециях и карбонатных породах (А.П. Виноградов, 1962; Г.В. Войткевич и др., 1970) выясняется, что содержание этих элементов в конкрециях зачастую больше, чем в карбонатных породах, что обусловлено также количеством аллотигенной примеси.

Как справедливо отмечают Д.А. Виталь (1959), П.В. Зарицкий (1966), В.М. Катченков (1961), только Sr участвует в диагенетическом минералообразовании благодаря близости ионного радиуса Sr и Ca (1,27°А), ионного потенциала (1,6) и общности геохимической истории этих элементов в зоне гипергенеза. Это предположение подтверждается распределением Sr в карбонатных конкрециях средней юры. Так, например, среднее содержание Sr в карахской свите 0,025%, хивской — 0,034, хиналугской свите –0,45% (см. табл. 33). Этот факт, нам кажется, обусловлен постепенным увеличением содержания кальцита в карбонатных конкрециях средней юры. Содержание Sr и Ba в конкрециях хивской свиты почти одинаково. Интересно отметить, что в карбонатных породах распределение Sr и Ba иное (Виноградов, 1956; Катченков, 1959), а именно: кларк Ba в карбонатных породах составляет 0,0047, а Sr 0,047. В глинах и сланцах соотношение концентраций этих элементов обратное. Можно предполагать, что именно благодаря большой примеси глинистых частиц в карбонатных конкрециях средней юры наблюдается повышенное содержание в них Ba. Почти сходная схема распределения Ba и Sr отмечается в карбонатных конкрециях мезозойских отложений Русской платформы, изученных Д.А. Виталем (1959).

Соотношение карбонатных минералов в карбонатных конкрециях средней юры

На треугольную диаграмму (фиг. 25) нанесено содержание конкрециеобразователей, выраженное в процентах от суммы карбонатов. Кружочки, отражающие химико-минералогический состав карбонатных конкреций отдельных литолого-стратиграфических подразделений, сконцентрированы на двух полях, которые для наглядности нами оконтурены сплошными линиями. Первое поле занимает правую нижнюю часть диаграммы и характеризует различные модификации магниосидеритов. Это поле мы назвали магниосидеритовым. Второе поле, которое расположено в крайней верхней части треугольника, по химико-минералогическим показателям можно назвать анкерит-кальцитовым (см. фиг. 21). В магниосидеритовое поле попали карбонатные конкреции карахской свиты, 70% хивской и 25% хиналугской свит. В анкерито-кальцитовом поле сконцентрированы карбонатные конкреции карадагской и кейван-

Таблица 33

Распределение малых элементов в карбонатных конкрециях средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа, %

Район	Кол-во образцов	Co	Cr	Ni	Mn
		Хиналугская свита			
Кара-Койсу	6	0,0040	0,003	0,001	1,500
Хосрек	7	0,0015	0,001	Нет	0,510
Аварское Койсу	5	0,0020	0,001	"	0,450
Урахи	8	0,0050	0,001	"	0,630
Цмурчай	4	0,0030	0,001	"	0,300
Андийское Койсу	6	0,0030	0,001	"	0,500
Малкамут	6	0,0020	0,0080	0,003	0,200
Бабачай	4	0,0050	0,008	0,003	0,030
Карачай	7	0,0010	Нет	Нет	0,100
Атачай	3	0,0070	0,0026	0,0007	0,080
Среднее		0,0030	0,0019	0,0005	0,474
		Хивская свита			
Курмухчай	5	0,0040	0,0075	0,0020	0,150
Белоканчай	6	0,0030	0,0010	0,0020	0,100
Чиркате	4	0,0040	0,0010	Нет	0,460
Кокмачай	4	0,0035	0,0010	"	0,900
Присамурск	6	0,0031	0,0013	Не опр.	0,230
Казардикам	7	0,0027	0,0009	"	0,590
Тегиндаг	3	0,0013	0,0010	"	0,270
Среднее		0,0030	0,0019	0,0010	0,380
		Карахская свита			
Кара-Койсу	8	0,0033	0,0010	Нет	0,630
Салатау	4	0,0010	0,0010	"	Нет
Аварское Койсу	3	0,0035	0,0015	"	0,250
Андийское Койсу	6	0,0030	0,0010	0,0010	0,405
Цмурчай	8	0,0020	0,0010	Нет	0,150
Хосрек	4	0,0020	0,0010	"	0,500
Среднее		0,0024	0,0011	0,00016	0,3225

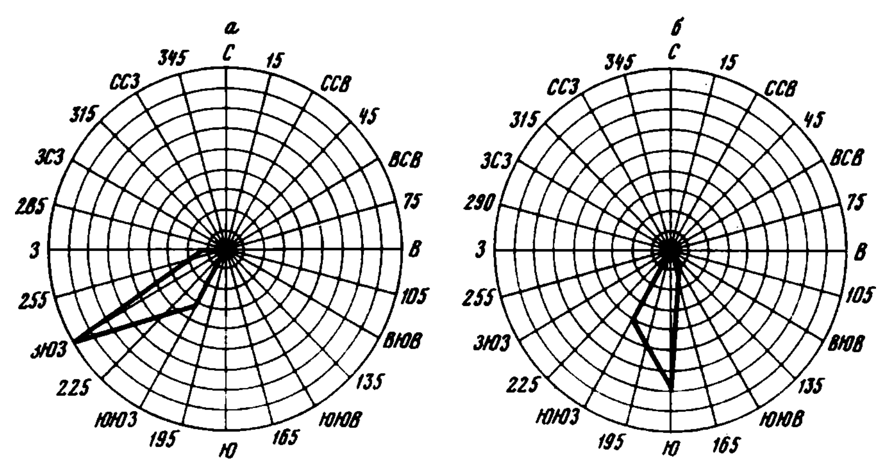
Примечание. Спорадически встречаются: Ge в количестве 0,0001; Ga – 0,0003–0,003, Sn – 0,0001–0,001; Be – 0,0001; Yb – 0,0001; Y – 0,0001–0,003%.

ской свит, а также 70% хиналугской и 20% хивской свит. Кроме того, 10–15% химических анализов конкреций хивской и хиналугской свит рассеяны на треугольной диаграмме (фиг. 21), попав в поля анкерита, доломита и брейнерита. Расположение точек, отражая химико-минералогический состав конкреций на треугольной диаграмме, на вершинах которой помещены конечные члены изоморфного ряда сидерит–магнезит, доломит–анкерит, кальцит, раскрывает нам некоторые детали конкрециеобразования в среднеюрской толще, связанные с главнейшими элементами фациально-палеогеографической среды седиментации. С одной стороны, концентрация кружочков, характеризующих химико-минералогический состав карбонатных конкреций средней юры на двух противоположных полях, позволяет нам провести резкую границу меж-

V	Pb	Zn	Cu	Sr	Ba	Zr	Mo
			Хиналугская свита				
0,0025	0,0040	0,0100	0,0015	0,0465	0,040	0,015	0,0001
Нет	0,0015	0,0045	0,0001	0,0275	0,010	0,027	0,00015
0,0005	0,0010	0,0020	0,0001	0,0450	0,015	0,002	Нет
0,0013	0,0020	0,0030	0,00017	0,0500	0,027	0,0053	"
0,0010	0,0060	0,0050	0,0001	0,0200	0,050	Нет	"
0,0020	0,0030	0,0070	0,0003	0,0055	0,010	0,003	"
0,0300	0,0010	0,0100	0,0010	Не опр.	0,010	Нет	Не опр.
0,0010	0,0010	Нет	0,0010	То же	0,010	"	"
0,0040	Нет	"	0,0010	0,0600	Нет	0,002	"
0,0570	"	"	0,0013	0,0400	0,003	0,0007	"
0,0109	0,0020	0,0046	0,0006	0,0456	0,016	0,0060	0,00004
			Хивская свита				
0,0100	Нет	0,0050	0,0020	Не опр.	0,010	0,001	Не опр.
0,0040	"	0,0100	0,0015	0,0200	Нет	0,001	То же
0,0020	0,0012	0,0105	0,0002	0,0300	0,0275	0,0227	0,00025
0,0027	Нет	0,0080	0,00015	0,0300	0,0150	0,0375	0,00032
0,0015	0,0025	0,0090	0,0097	0,0400	Нет	0,0003	0,00026
0,0011	0,0020	0,0075	0,0058	0,0300	0,0280	0,0015	0,00011
0,0010	0,0066	0,0053	0,0002	0,0200	Нет	Нет	0,00013
0,0032	0,0018	0,0079	0,00076	0,2500	0,0115	0,0091	0,00021
			Карахская свита				
0,0023	0,0005	0,0340	0,0004	0,0210	0,0200	0,0690	0,00026
0,0010	Нет	0,0200	0,0001	Нет	0,0300	0,0600	0,00050
0,0020	"	0,0190	0,0001	0,0550	0,0250	0,0350	0,00045
0,0015	0,0015	0,0080	0,00035	0,0330	0,0150	0,0190	0,00025
0,0010	Нет	0,0055	0,0001	0,0340	0,0400	0,0400	0,00030
0,0005	0,0020	0,0050	0,0002	0,0200	0,0550	0,0200	0,00015

ду ааленским и байос-батским этапами развития Восточного и Юго-Восточного Кавказа, ландшафтно-климатические и геотектонические условия образования которых резко различны; с другой — образование преимущественно магниосидеритовых конкреций на ааленском этапе, кальцитовых и реже анкерито-кальцитовых конкреционных включений на байос-батском этапе и некоторые различия химико-минералогического состава карбонатных конкреций на промежуточном (переходном) этапе (хивской и хиналугской свит) раскрывают нам связь химической дифференциации вещества при диагенезе рыхлых осадков с ландшафтно-климатическими факторами седиментации.

Карбонатные конкреции карахской свиты, несмотря на их размещение в различных фациальных группах, имеют преимущественно магнио-



Фиг. 25. Розы-диаграммы направлений косых слойков в аллювиальных отложениях карахской свиты Юго-Восточного (*а*) и Северного (*б*) Дагестана

сидеритовый состав, что связано с субтропическим климатом, интенсивным химическим выветриванием коренных пород и обогащенностью железом донных осадков. Обогащенность донных осадков железом и органическим веществом благоприятствовала химической дифференциации карбонатного вещества в одном направлении — образованию в осадках конкреций сидеритового и магниосидеритового состава.

В период образования конкреционных включений хивской и хиналугской свит в результате изменения ландшафтно-климатических факторов химическая дифференциация иловых растворов при диагенезе протекала в различных направлениях, обусловливая минералогическую поликомпонентность конкреционных тел. Еще в период образования осадков хивской свиты субтропический климат был унаследован от века карахской свиты, однако резко изменились физико-географические особенности ландшафта, который приобрел равнинно-степной характер, что еще больше благоприятствовало активизации химического выветривания и обильному выносу железа из коренных пород. Однако при этом нормально морская и химико-биологическая седиментация способствовала заметному обогащению осадков Ca и Mg. Поэтому при диагенезе в результате концентрации тех или иных элементов на различных участках осадков при сочетании с повышенным количеством органического вещества возникли пестрая физико-химическая среда и сложный состав иловых растворов. При такой геохимической обстановке диагенеза в хивской свите образовались как поликомпонентные, так и мономинеральные карбонатные конкреции.

В байос-батский век изменение химико-минералогического состава карбонатных конкреций и участие преимущественно карбоната кальция в диагенетическом минералообразовании обусловлены также изменением ландшафтно-климатических факторов областей денудации.

ИЗМЕНЕНИЕ КОНКРЕЦИЕНОСНОСТИ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

Количественное изучение конкрециеносности по разрезам и площади дает ценный фактический материал не только для корреляции немых толщ и суждения об объеме (емкости) диагенетического минералообразования, но оно может также оказать хорошую службу при палеогеографическом анализе гумидных отложений, ибо не только химико-минералогический состав карбонатных конкреций связан с физико-химическими и ландшафтно-климатическими факторами среды седиментации, но и величина конкрециеносности в некоторой степени коррелируется ландшафтно-климатическими и фациально-геотектоническими условиями седиментогенеза.

Впервые количественные исследования конкреционных включений угленосных толщ выполнены В.М. Македоновым (1954), который впоследствии доказал существование корреляционной связи между угленосностью и конкрециеносностью на примере угленосных отложений Печорского бассейна. Затем Н.М. Страхов (1956) и позднее П.В. Зарицкий (1966) также показали зависимость конкрециеносности отдельных пачек от коэффициента угленосности нижнего, среднего и самых низов верхнего карбона Донецкого бассейна. По мнению П.В. Зарицкого (1966), корреляция конкрециеносности с угленосностью является характерной чертой краевых прогибов верхнекаменноугольных геосинклиналей. В.М. Македонов и П.В. Зарицкий рассматривают угольные пласты как могучий источник для генерации диагенетической углекислоты. Нами по методу В.М. Македонова была изучена конкрециеносность 50 опорных разрезов и 350 генетических пачек. Результаты выполненных работ и усредненные данные по региональным подразделениям приведены в табл. 34 и на фиг. 22.

Для разрезов карахской свиты характерна низкая конкрециеносность, составляющая в среднем 0,28%. В преобладающем большинстве разрезов конкрециеносность очень низка – 0,05%, лишь в двух разрезах (Аварское Койсу, Самур) она достигает 1,0–1,2%. Любопытно, что между конкрециеносностью и угленосностью отдельных толщ и разрезов карахской свиты нет связи. Так, например, в разрезе Кара-Койсу угленосность составляет 1,5, а конкрециеносность 0,8%, с. Уллучара – соответственно 1,6 и 0,05, р. Рубасчай – 2,2 и 0,03, р. Цмурчай – 2,5 и 0,01, р. Чирахчай – 2,0 и 0,01% и т.д.

В хивской свите величина конкрециеносности варьирует в больших интервалах, в среднем же составляет 2,03%, что почти в 10 раз больше, чем в нижележащей карахской свите (угленосная толща). Вообще хивскую свиту Дагестана в ряде мест можно рассматривать как продуктивную сидеритоносную толщу, с которой связаны Казардикамская, Присамурская, Текиндагская, Кокмачайская и Каракойсинская залежи конкреционных сидеритовых руд. Однако при вычислении средней конкрециеносности разрезы рудных залежей не брались в расчет, в противном случае средняя конкрециеносность хивской свиты увеличилась бы в 2–3 раза. На участках морской седиментации предел колебания конкрециеносности хивской свиты составляет 0,01–12,00%. Причины такого резкого изменения конкрециеносности в отдельных разрезах хивской свиты вряд ли можно объяснить с позиции изменения коэффициента угленосности или образованием тонкозернистых сидеритоносных толщ на флангах авандельты (Тимофеева, 1963; Фролов, 1965). Размер и фор-

Таблица 34

Средний химико-минералогический состав карбонатных конкреций среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа, %

Состав	Аален J_{1-2}^{kr}	Верхи верхнего J_2^{chw} аалена	Байос J_2^{chnl}	Верхи верхнего J_2^{kw} байоса	Бат J_2^{krd}	Келловей J_3^{kl}
Средняя конкрециеносность, %	0,28	2,30	0,35	0,95	0,11	0,62
Средняя угленосность, %	1,50	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	22,02	16,15	7,90	5,19	2,60	2,10
Mn	0,46	0,45	0,70	0,42	0,26	0,34
Ca	4,87	8,09	13,60	15,27	16,56	20,60
Mg	1,92	1,63	1,53	1,95	2,09	2,60
Число анализов	40	55	52	49	25	10
$FeCO_3$	30,78	26,58	16,36	8,09	3,15	3,00
$CaCO_3$	12,44	19,11	32,74	44,95	46,40	60,60
$MgCO_3$	6,35	5,89	5,64	6,70	6,88	7,80
$MnCO_3$	1,16	0,93	1,28	0,80	0,54	0,54
Число анализов	38	55	53	19	12	10
Сидерит (магниосидерит)	45,30	38,20	19,25	3,00	1,00	3,00
Брейнерит (магнезит)	5,30	15,41	4,38	3,00	–	–
Анкерит (доломит)	15,40	20,60	15,05	9,80	12,00	15,00
Кальцит	3,10	15,40	23,00	39,50	40,00	50,15
Силикаты и алюмосиликаты	26,05	11,03	43,61	47,96	45,00	48,34
Число анализов	18	25	19	15	8	10
Ca/Fe	0,22	0,59	1,70	2,90	6,30	9,80
Ca/Mg	2,58	4,90	8,80	7,90	7,80	7,90
Среднее содержание $C^{*}_{орг}$ в аргиллитах	1,15	1,10	1,03	1,05	–	0,90

* По данным Г.И. Тимофеева (1958), Ш.Ф. Мехтиева (1958), Д.В. Жабриева, Ш.Ф. Мехтиева (1961), Г.И. Теодоровича, Р.А. Конышевой (1967), Ч.М. Халифа-заде (1957) и Ч.М. Халифа-заде и Г.М. Алиева (1962).

ма рудных залежей на палеогеографическом плане (фиг. 32) хивской свиты красноречиво говорят о том, что интенсивность диагенетического минералообразования на этих участках обусловлена своеобразными аккумулятивными формами в прибрежной части верхнеааленского бассейна (Халифа-заде, 1959; Халифа-заде, Аббасова, 1963).

В хиналугской свите конкрециеносность глинистых толщ по сравнению с хивской свитой заметно падает и в среднем составляет 0,35%. В значительной части опорных разрезов этой свиты конкрециеносность колеблется в пределах 0,1–0,5%. В некоторых разрезах (р. Андийское Койсу, хр. Лес, р. Цмурчай, с. Гюлех и т.д.) насыщенность толщ конкрециями достигает 1,2–6,0%. В этом случае не были учтены разрезы Чиркатинской залежи сидеритов, где конкрециеносность составляет 15–20% (Халифа-заде, Аббасова, 1963). В разрезах хиналугской свиты между глинистостью и величиной конкрециеносности установлена некоторая корреляция. Обычно наиболее глинистые разрезы (р. Андийское Койсу,

хр. Лес, с. Гюлех), как правило, характеризуются повышенной конкрециеносностью.

Конкрециеносность разрезов кейванской свиты колеблется резко, и повсеместно она имеет сравнительно повышенные величины. Например, средняя конкрециеносность этого подразделения (0,95%) почти в 3 раза больше, чем средняя конкрециеносность в более древней хиналугской свите. В большинстве изученных разрезов значение конкрециеносности больше 1%, за исключением разрезов глубоких скважин и зоны Тфанского антиклинория. В карадагской свите конкрециеносность очень низка (0,11%), в наиболее же глинистых разрезах составляет 0,25–0,50% (Шаро-Аргун, Андийское Койсу, Аварское Койсу). В келловейских отложениях Центрального Дагестана средняя конкрециеносность составляет 1,5–2%.

Таким образом, на кривой изменения конкрециеносности среднеюрских отложений установлено два максимума диагенетического минералообразования, которые связаны (см. фиг. 22) с отложениями хивской и кейванской свит. Интенсивное диагенетическое минералообразование в отложениях этих регионально-стратиграфических подразделений связано со следующей палеогеографической обстановкой. Отложения хивской и кейванской свит по сравнению с веком формирования других стратиграфических подразделений образовались в период ослабления тектонической активности областей денудации и усиления химического выветривания пород древней суши (Халифа-заде, 1967, 1968, 1969, 1970). Эти условия сочетались еще с влажным субтропическим климатом. За время образования отложений этих подразделений в бассейны с континентов были привнесены тонкозернистые материалы, обогащенные железом, марганцем и органическим веществом. Другими словами, в указанное время интенсивность химического стока в бассейн седиментации была намного больше, чем во время образования отложений карахской и хиналугской свит.

Таким образом, диагенез рыхлых осадков хивской и кейванской свит происходил в обстановке повышенного количества органического вещества и влаги глинистых илов и при обогащенности их свободными формами Fe, Mn, Mg и Ca; подобная физико-химическая среда способствовала энергичному перераспределению рассеянных карбонатов в осадках и образованию стяжений в виде различных карбонатных конкреций.

Как следует из изложенного, изменение и распределение конкрециеносности во времени и пространстве раскрыло нам некоторые элементы фациально-палеогеографической картины среднеюрского бассейна Восточного и Юго-Восточного Кавказа.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ ЖЕЛЕЗА, МАРГАНЦА, КАЛЬЦИЯ И МАГНИЯ В КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЯХ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ АРГИЛЛИТАХ

Изучение фациальных профилей свободных растворимых форм ряда элементов в конкреционных включениях и вмещающих их глинах различного литогенеза имеет большое значение для теории диагенетического рудообразования и познания особенностей самого диагенеза. Кроме того, литолого-геохимические черты фациальных профилей Ca, Mg, Fe и Mn в рассеянных карбонатах и конкрециях проливают некоторый свет на фациально-климатические условия образования вмещающих их толщ.

Таблица 35

Содержание растворимых форм Fe, Mn, Ca, Mg в карбонатных конкрециях различных фаций среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа, %

Элемент	Фация				Морские отложения			
	аллювиальная А	болотная Б	дельтовая Д	лагунная Л	МПАГ	МАГ	МГ	МГГ
				Кейванская свита				
Fe	–	–	–	–	5,04	3,79	5,80	3,15
Mn	–	–	–	–	0,29	0,36	0,46	0,18
Ca	–	–	–	–	10,26	15,61	15,20	23,60
Mg	–	–	–	–	3,48	1,55	2,00	1,14
Число анализов	–	–	–	–	13	15	11	14
				Хиналугская свита				
Fe	–	–	–	–	13,10	12,99	12,32	11,61
Mn	–	–	–	–	0,16	0,73	0,41	0,38
Ca	–	–	–	–	16,30	13,10	12,40	11,58
Mg	–	–	–	–	1,74	1,55	1,38	1,26
Число анализов	–	–	–	–	13	19	17	15
				Хивская свита				
Fe	–	27,25	–	19,70	16,10	14,88	18,88	8,61
Mn	–	0,46	–	0,24	0,75	0,66	0,77	0,41
Ca	–	2,40	–	5,01	10,62	8,25	10,75	16,17
Mg	–	1,86	–	4,25	4,82	1,77	2,14	1,74
Число анализов	–	4	–	10	14	19	10	11
				Карахская свита				
Fe	25,25	24,25	23,65	24,29	Не опр	Не опр.	15,63	–
Mn	0,24	0,50	0,36	0,63	"	"	0,13	–
Ca	5.25	4,79	2,19	3,64	"	"	11,10	–
Mg	1,58	1,09	3,30	1,90	"	"	3,25	–
Число анализов	3	5	5	9			15	–

Существует некоторое сходство в химико-минералогическом составе рассеянных карбонатов и конкреций, что позволяет использовать рассеянные аутигенные карбонаты в качестве индикатора для расшифровки условий образования осадочных толщ. Однако на фоне общности состава рассеянных аутигенных карбонатов и конкреций отмечается ясно выраженное различие в составе последних, обусловленное химической дифференциацией вещества при диагенетическом конкрециеобразовании.

Химическая дифференциация вещества при диагенезе обязана различной подвижности конкрециеобразующих элементов в различных физико-химических средах и фациях (Страхов, 1954, 1960; Зарицкий, 1956, 1966; Халифа-заде, 1962, 1963). Кроме того, интенсивность разделения

Таблица 36

Средние значения растворимых форм Ca, Mg, Fe и Mn в аргиллитах различных фаций средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа

Элемент	Фация				Морские отложения			
	аллювиальная А	болотная Б	дельтовая Д	лагунная Л	МПАГ	МАГ	МГ	МГГ
				Кейванская свита				
Fe	–	–	–	–	3,66	3,51	3,46	2,80
Mn	–	–	–	–	0,051	0,038	0,043	0,08
Ca	–	–	–	–	0,78	0,86	0,88	0,85
Mg	–	–	–	–	0,91	0,96	0,80	0,70
Число анализов	–	–	–	–	4	3	6	5
				Хиналугская свита				
Fe	–	–	–	–	3,20	3,13	2,85	–
Mn	–	–	–	–	0,056	0,053	0,06	–
Ca	–	–	–	–	0,71	1,43	2,15	–
Mg	–	–	–	–	0,77	0,54	0,51	–
Число анализов	–	–	–	–	3	5	5	–
				Хивская свита				
Fe	–	–	–	2,54	3,73	3,17	3,93	3,46
Mn	–	–	–	0,06	0,38	0,08	0,17	0,09
Ca	–	–	–	5,60	3,05	1,36	1,76	1,50
Mg	–	–	–	0,93	1,00	0,37	0,60	0,67
Число анализов	–	–	–	5	4	8	5	4
				Карахская свита				
Fe	0,67	1,64	2,47	3,56	–	2,40	2,17	–
Mn	0,011	0,06	0,16	0,07	–	0,07	1,08	–
Ca	1,51	1,34	2,07	2,70	–	1,41	0,14	–
Mg	0,57	0,55	0,84	0,53	–	0,60	0,19	–
Число анализов	3	4	3	9	–	4	5	–

вещества определяется также возможностями изоморфизма Fe, Mn, Ca, Mg и произведениями растворимости безводных карбонатов в иловых растворах. Так, например, ограниченный изоморфизм и хорошая растворимость $CaCO_3$ по сравнению с Fe–Mg карбонатами обеспечивают его оптимальную химическую дифференциацию в иловых растворах и выпадение на конечной стадии диагенеза (конкреционные линзы с текстурой конус в конус и септариевые трещины).

Нами на базе большого фактического материала исследованы закономерности распределения растворимых форм Fe, Mg, Ca, Mn в конкрециях и во вмещающих их аргиллитах различных фаций среднеюрских отложений. Результаты исследования приведены в сводных таблицах

35, 36 и графически изображены на фиг. 23, 24. При наших построениях были использованы лишь свободные формы Fe, Mn, Ca и Mg в глинах и конкрециях. Связанная часть этих элементов, заключенных в силикатах и алюмосиликатах, не бралась в расчет по следующим соображениям: во-первых, при нормальных условиях седиментации распределение связанного железа*, магния и других элементов, заключенных в терригенных частицах, почти не контролируется фациальными условиями их отложения; во-вторых, на наш взгляд, участие силикатного железа и других силикатных элементов, заключенных в обломочных частицах, в образовании аутигенных минералов, конкреций и конкреционных руд ничтожно мало (по крайней мере при седиментогенезе и диагенезе).

Фациальные профили железа, марганца, кальция и магния в конкрециях

Как видно из фиг. 23, фациальные кривые железа в конкрециях карахской и хивской свит имеют нисходящий облик: содержание железа сначала плавно, а затем резко падает от конкреций континентальных и субконтинентальных фаций в сторону конкреций морских пелагических отложений. Наиболее резкое изменение отмечается на границе лагунных и морских осадков.

Фациальные кривые железа в конкрециях раскрывают очень интересную геохимическую деталь седиментации, а именно: для изученных стратиграфических подразделений фациальные кривые железа неодинаковы. Если фациальный профиль Fe в конкрециях карахской и хивской свит имеет контрастность, некоторый параллелизм и общность, то в конкрециях хиналугской и кейванской свит он носит сглаженный, индивидуальный характер и сближается с фациальными кривыми магния (см. фиг. 23). Нам кажется, контрастность фациальной кривой железа в конкрециях ааленских отложений, сглаженность этой же кривой в байос-батских отложениях неслучайна — поведение этих кривых красноречиво свидетельствует об изменении климата, характера химического выветривания в областях денудации среднеюрских эпох, а именно: в байос-батский век имел место ослабленный привнос железа в бассейны и подавление кальцием его участия в диагенетическом минералообразовании фактически сильно ослабило участие железа в строении карбонатных конкреций.

Фациальные кривые кальция в конкрециях имеют восходящий, контрастный облик; содержание этого элемента постепенно и плавно растет в конкрециях от болотных отложений к дельтовым и лагунно-заливным, а в морских отложениях, в сторону открытой пелагической части моря, рост кальция в карбонатных конкрециях особенно нагляден (см. фиг. 23). Фациальная же кривая кальция в конкрециях хиналугской свиты имеет следующую особенность: его содержание больше в конкрециях прибрежно-мелководных, чем в конкрециях относительно глубоководных глин. Забегая вперед, заметим, что такое поведение фациальной кривой кальция в конкрециях хиналугской свиты обусловлено климатическими особенностями байосского века.

В байосский век на рассматриваемой территории произошло похоло-

---

* По данным Н.М. Страхова (1959), в осадках Черного моря в пределах глубин 0–2000 м количество обломочного железа в его общем балансе существенно не меняется

дание климата, что не только отразилось на интенсивности химического выветривания на континенте, но в некоторой степени ослабило осаждение карбоната кальция из морской воды. В то же время в мелководной части водоема в результате повышенной солнечной радиации (в теплые времена года) парциальное давление углекислоты было пониженным, что благоприятствовало химико-биологическому осаждению $CaCO_3$ из морской воды . и обогащению им донных илов. А в открытой части байосского моря Восточного Кавказа, где температура придонной воды была значительно ниже, а парциальное давление CO_2 было относительно высоким, химическое осаждение карбоната кальция из морской воды происходило менее интенсивно, чем в мелководных частях моря. Нам кажется, результаты подобного неравномерного первичного распределения кальцита в донных осадках наложили четкий отпечаток на фациальную кривую кальция в конкрециях хиналугской свиты.

Фациальные кривые изменения содержания магния в конкрециях составлены для карахской и хивской свит (см. фиг. 23). В конкрециях аллювиальных и болотных отложений магния сравнительно мало (1,09–1,58%), в лагунно-дельтовой зоне содержание его увеличивается вдвое, а в морских отложениях по сравнению с лагунно-дельтовыми снова отмечается небольшое уменьшение его количества (табл. 35, фиг. 23). Как видно из фиг. 23, в конкрециях хиналугской и кейванской свит фациальная кривая магния по сравнению с более древними отложениями приобретает нисходящий характер.

В целом на фациальных кривых содержания магния в конкрециях средней юры вырисовывается два максимума, приуроченные к лагунно-заливной и мелководной зонам, а фациальные кривые, характеризующие содержание Mg в пелагической части бассейнов, имеют нисходящий характер. Подобное распределение магния в конкрециях на первый взгляд кажется необычным, поскольку известно, что основным источником обогащения донных осадков магнием являются ресурсы этого металла в морской воде. Этот факт может быть объяснен двумя обстоятельствами. Во-первых, известно, что химико-биологическое осаждение магния из морской воды гумидных областей зависит от температурного фактора, а именно: чем больше температура морской воды, тем интенсивнее магний вместе с карбонатом кальция накапливается в осадках (Chilingar, 1954; Берлин, Хабаков, 1966, 1968; Файбридж, 1968; Халифа-заде, 1969; Султанов, Халифа-заде, 1969). Можно ожидать, что в мелководной части моря, в лагунах, заливах при теплом климате интенсивность накопления магния будет больше, чем в пелагической части (Chilingar, 1954, 1959). Поэтому нам кажется, что основной причиной перемещения максимумов содержания магния в конкрециях в мелководную и лагунно-заливную зоны является температурный режим аален-байосских бассейнов. Во-вторых, большая возможность изоморфного замещения железа магнием и легкая растворимость $MgCO_3$ в сидеритах благоприятствуют интенсивному захвату магния при стяжении сидеритовых конкреций из иловых растворов. Поэтому неслучайно широкое распространение магниосидеритовых конкреций в мелководных и лагунных отложениях ряда угленосных толщ СССР.

Известно, что рассеянные содержания и рудные концентрации марганца в гумидных отложениях очень чувствительны к фациальному контролю (Страхов, 1953, 1957, 1961). Однако ничтожное содержание марганца в конкрециях средней юры не дает возможность уловить распределение Mn в конкрециях в зависимости от фациальной обстановки (см.

табл. 35). Поэтому фациальные кривые этого металла, составленные для карбонатных конкреций карахской и хивской свит, определенно ничего не говорят. Справедливо называет Н.М. Страхов (1956, 1957) Ca антиподом Fe на фациальных профилях гумидных отложений. Этот вывод еще раз подтверждается на фациальных кривых распределения этих элементов как в конкрециях, так и в аргиллитах среднеюрских отложений (Халифа-заде, 1960, 1963).

Фациальные профили железа, кальция и магния в аргиллитах

Фациальные кривые железа и кальция в аргиллитах средней юры действительно носят противоположный характер, однако совершенно в другом плане, чем в конкрециях (фиг. 24). Содержание железа в аргиллитах аллювиальных и болотных отложений по сравнению с морскими фациями минимально, оно резко растет в аргиллитах морских мелководных отложений и имеет некоторую тенденцию роста в сторону пелагической части бассейнов. Если фациальная кривая железа в конкрециях кейванской свиты (см. фиг. 24) показала минимальное содержание этого металла и приближалась к оси абцисс, эта же кривая в аргиллитах указанного стратиграфического подразделения за счет значительного содержания свободного железа в глинах приобретает максимальный облик. Обогащенность морских глин Fe по сравнению с континентальными и субконтинентальными глинами — явление не случайное, а целиком и полностью является результатом былой деятельности диагенетических процессов, ибо в условиях морской седиментации за счет активного накопления $CaCO_3$ в донных осадках при диагенезе была создана благоприятная геохимическая среда для стяжений рассеянных карбонатов кальция в конкреции. При этом первичное свободное железо из-за неблагоприятной среды для его перераспределения осталось в рыхлых осадках в рассеянном, инертном состоянии. Любопытно то, что изученные аргиллиты, можно сказать, испытали все стадии катагенеза, однако геохимический отпечаток, наложенный на них диагенезом, остался почти без изменения.

Фациальная кривая кальция в аргиллитах по сравнению с железом выражает противоположную закономерность. Содержание Ca в аргиллитах аллювиальных и болотных отложений небольшое (1,25—1,50%), хотя первично-рассеянный кальций в таких глинах слабо участвовал в диагенетическом минералообразовании из-за неблагоприятной для перераспределения кальция геохимической обстановки. Причина низкого содержания кальция в болотных и пойменных глинах кроется в гидрохимическом режиме пресноводных водоемов, где благодаря их низкой минерализации и деятельности кислых грунтовых вод вероятность выпадения кальция в осадках была минимальна. Исходя из этого, можно допустить, что бедность аллювиальных и болотных глин кальцием является первичной и косвенно подтверждает континентальные условия образования этих отложений. Повышенное содержание кальция в лагунных глинах по сравнению с континентальными является вторичным, что связано с подавлением железа участием кальция в диагенетическом конкрециеобразовании. Поэтому в лагунных глинах основная масса первичного кальция осталась в илах в рассеянном и инертном состоянии. В морских аргиллитах карахской и хивской свит содержание кальция падает до 1,0—1,2%, что является результатом активной мобилизации этого металла в конкреции при благоприятной геохимической среде диагенеза глинистых илов.

В стадии седиментогенеза эти илы, вероятно, были обогащены карбонатом кальция в пределах 3–5%. Фациальные кривые кальция в аргиллитах хиналугской и кейванской свит ведут себя несколько иначе (см. фиг. 24).

Содержание кальция в аргиллитах кейванской свиты минимально, как это обычно имеет место при диагенезе морских гумидных отложений. По фациальному профилю этого элемента в кейванской свите не отмечается заметных отклонений в его содержании (см. фиг. 24). Это, видимо, обусловлено равномерным и пропорциональным течением диагенетического стяжения кальция в конкреции на различных участках континентального шельфа и континентального склона верхнебайос-батского бассейна. В то же время на фациальной кривой кальция в аргиллитах хиналугской свиты, наоборот, отмечается ясно выраженная фациальная зависимость: содержание кальция постепенно растет в сторону открытой части моря. Связано это с тем, что в илах, накопившихся в нижней части шельфа, некоторая часть кальция не могла участвовать в диагенетическом минералообразовании из-за противоположного характера фациального профиля кальция в конкрециях хиналугской свиты (см. фиг. 24).

Фациальные кривые магния в аргиллитах неотчетливы и сглажены. Это связано с тем, что значительная часть магния из иловых растворов стягивается в конкреции и расходуется на образование сидерита или доломита и анкерита, что резко искажает фациальный контроль и первичную картину распределения магния в глинах. Вместе с тем относительно высокое содержание магния в аргиллитах кейванской свиты может быть объяснено потеплением климата верхнебайос-батского бассейна, сухим степным характером окружающей его суши и преимущественно кальцитовым типом конкрециеобразования при диагенезе.

Таким образом, выявленная закономерность в распределении железа и кальция в конкрециях в зависимости от их фациальных профилей обусловлена взаимодействием ландшафтно-климатических, фациально-геотектонических факторов седиментогенеза с физико-химической средой диагенеза, что, видимо, характерно для отложений гумидного литогенеза, какими являются среднеюрские отложения Восточного и Юго-Восточного Кавказа. Поэтому по характеру фациальных кривых Fe, Ca, Mg и частично Mn в конкрециях и во вмещающих их аргиллитах удалось раскрыть некоторые детали ландшафтно-климатических особенностей среднеюрских бассейнов Восточного и Юго-Восточного Кавказа. В целом некоторая тенденция уменьшения содержания растворимых форм Fe и частично Mn в аргиллитах и конкрециях пелагических глин средней юры согласуется с выводами А.Б. Ронова и А.И. Ермишкиной (1959) по геохимии марганца в осадочных породах.

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЙ В СРЕДНЕЮРСКОЙ ЭПОХЕ

Как было отмечено выше, химико-минералогический состав карбонатных конкреций тесно связан с ландшафтно-климатическими факторами областей денудации и гидрохимическими типами древних водоемов. Поэтому, прослеживая изменение химико-минералогического состава карбонатных конкреций даже в пределах узких стратиграфических подразделений, можно выяснить причины этих изменений и восстановить некоторые черты необратимой эволюции физико-географических и гидрохимических особенностей бассейнов седиментации в среднеюрской эпохе Восточного и Юго-Восточного Кавказа.

Для того чтобы получить некоторое представление об изменении климата и направлении химического выветривания на континентах среднеюрской эпохи, были использованы следующие геохимические критерии в конкрециях: среднее содержание Ca, Mg, Fe и Mn, их солей и минералогических форм, а также отношения Ca/Fe и Ca/Mg в конкрециях. Все эти данные приведены в сводной табл. 34 и на диаграмме (см. фиг. 22). В таблицу включены также средние значения угленосности и конкрециеносности по региональным стратиграфическим подразделениям с привязкой их к международной геохронологической шкале.

Как видно из табл. 34, между конкрециеносностью и угленосностью региональных подразделений нет какой-либо связи. Отсутствует также какая-нибудь зависимость между химико-минералогическим составом карбонатных конкреций и величиной конкрециеносности (см. табл. 34). На диаграмме приведены кривые изменения содержания Ca, $CaCO_3$ и кальцита, которые плавно с некоторыми отклонениями растут от нижнего аалена (4,1; 2,3%) до келловея включительно (20,0; 60,5%). Такое плавное изменение содержания кальция и кальцита в конкрециях средней юры обусловлено взаимодействием трех факторов в одном направлении, а именно: постепенным изменением климата, усилением морской седиментации с нормализацией солености бассейнов средней юры.

Изменение в содержании Fe, $FeCO_3$ и сидерита в карбонатных конкрециях средней юры хотя и происходит в обратном направлении, чем кальций, однако тоже отражает эволюцию ландшафтно-климатических и физико-химических факторов среды среднеюрских бассейнов (см. фиг. 22).

Кривые изменения содержания Mg и $MgCO_3$ в карбонатных конкрециях средней юры являются менее контрастными и имеют слабый восходящий облик. Поведение этих кривых также раскрывают некоторые детали былых физико-географических условий. Однако минералы магния в конкрециях по сравнению с кальцитом и сидеритом (брейнерит, магниосидерит и анкерит-доломит) имеют более сложную схему распределения. Содержание Mg и $MgCO_3$ более или менее стабильно в ааленских отложениях, дает небольшой минимум в байосских конкрециях и увеличивается в конкрециях батских и келловейских отложений.

Выше было отмечено, что химико-биологическое осаждение Mg из морской воды гумидных областей зависит от температуры среды. Ааленские отложения образовались во влажном субтропическом климате Кавказа (Вахремеев, 1962; Ярошенко, 1965; Мокринский, 1966), поэтому в конкрециях этого яруса содержание Mg значительно (см. табл. 34, фиг. 22). В байосский век, по данным ряда исследователей (Берлин, Сакс, Хабаков, 1965), на северном полушарии было похолодание, и Кавказ в этот век, по-видимому, находился в умеренно влажной климатической зоне. С похолоданием климата связано уменьшение содержания Mg, $MgCO_3$ в конкрециях байосских отложений (см. табл. 34, фиг. 22).

В келловейский век, по данным абсолютной термометрии, территория Дагестана находилась в зоне сухих субтропиков (Султанов, Халифа-заде, Керимов, 1968), что согласуется с увеличением магния в карбонатных конкрециях этого яруса.

Карбонатные минералы Mg в историко-геологическом аспекте развития имеют в конкрециях более сложную кривую распределения, чем Mg и $MgCO_3$, так, например, максимумы образования брейнерита (магнезит) и анкерита (доломит) соответствуют веку формирования осад-

ков хивской свиты, тогда как самое высокое содержание $MgCO_3$ связано с бат-келловейскими отложениями. Причина этого кроется в возможности широкого изоморфизма Fe—Mg карбонатов при стяжении в конкреции при диагенезе, что неоднократно подчеркивалось выше при объяснении других аспектов конкрециеобразования. Изоморфное замещение Fe—Mg при диагенезе зачастую резко нарушает первичную схему распределения $MgCO_3$ в осадочных толщах. Поэтому неслучайно в распределении Fe—Mg карбонатов в конкрециях средней юры намечается более сложная схема, чем Mn карбонатов, как это имеет место при их распределении по фациальному профилю, но из-за малого содержания не удается выяснить четкой картины распределения во времени. Однако ясно вырисовывается очень важная деталь в кривой $MnCO_3$, а именно: имеется слабо выраженный максимум, приуроченный к карахской и хивской свитам (см. табл. 34, фиг. 22). В этом отношении поведение кривых $FeCO_3$ и $MnCO_3$ имеет много общего. Такая сопряженность кривых этих солей в конкрециях ааленских отложений неслучайна, она вытекает из общности физико-химических свойств Mn и Fe и путей миграции этих элементов в зоне выветривания при прочих равных климатических условиях, а именно: при увлажненном субтропическом климате ааленского века происходило не только обогащение донных осадков железом, но и частично марганцем, что и отразилось на близких схемах распределений указанных минералов в конкрециях аалена. Некоторые детали климата и характера химического выветривания на континентах среднеюрских бассейнов раскрываются также величинами отношений Ca/Fe и Ca/Mg* в конкрециях (табл. 34).

Общеизвестно, что обогащение осадков $CaCO_3$ может быть непосредственно связано с температурой и климатом древних водоемов (Фейбридж, 1968, 1970), а содержание валового растворимого железа при этом отражает активность химического выветривания пород и степень влажности климата. Поэтому, исходя из общеизвестного тезиса о связи этих элементов с климатом, мы Ca/Fe отношение в конкрециях средней юры рассматриваем как мерило для качественного суждения о температуре, влажности климата, интенсивности химического выветривания коренных пород древней суши. Как ясно из табл. 34, Ca/Fe отношение в конкрециях карахской и хивской свит < 1. Оно особенно низко в конкрециях карахской свиты (0,22), что еще раз подтверждает ранее сделанный другими исследователями вывод о теплом и влажном климате времени образования осадков этого подразделения. Низкое значение Ca/Fe отношения в конкрециях карахской свиты хорошо согласуется с ее общей угленосностью. В конкрециях хивской свиты Ca/Fe индекс составляет 0,59, т.е. почти в 2 раза больше, чем в карахской свите. В целом этот коэффициент по сравнению с конкрециями более молодых подразделений очень низок и характеризует область выветривания пород с влажным и теплым климатом. Существенный рост этого коэффициента в конкрециях хивской свиты по сравнению с конкрециями карахской, возможно, обусловлен усилением морской седиментации, поскольку в позднеааленский век отмечается резкое расширение границ бассейна седиментации. Ca/Fe отношение в конкрециях байосских отложений составляет 1,70, что свидетельствует об ослаблении химического выветривания на континенте за счет ухудшения климата и усиления тектонической активности областей денудации.

* Имеются в виду свободные растворимые формы этих металлов.

В батских и келловейских отложениях Ca/Fe индекс в конкрециях имеет высокое значение (6,3; 9,8), что позволяет предположить, что, несмотря на сероцветный гумидный характер как ааленских, так и батских и келловейских отложений, климат последней эпохи имел черты субаридности с ослабленным химическим выветриванием пород на континенте. Палеогеографические выводы, сделанные по изменению Ca/Fe отношения в конкрециях, находят подтверждение и в изменении значения Ca/Mg индекса в конкрециях средней юры. Так, например, Ca/Mg отношение в конкрециях карахской и хивской свит находится в пределах 2,5—4,3, что может указывать на жаркий полупустынный климат областей денудации (Chilingar, 1954). Однако при сравнении этих данных со значениями Ca/Mg в конкрециях более высоких горизонтов средней юры (см. табл. 34) выясняется, что это значение для конкреций карахской свиты очень низко, ибо по другим данным климатические условия аалена стоят ближе к климатическим условиям верхнебайосбатской эпохи Кавказа. Это связано с тем, что большинство конкреций карахской и частично хивской свит были взяты из лагунно-дельтовой зоны угленосной толщи, которая образовалась в опресненных водоемах, где химико-биологическое осаждение кальция из морской воды было намного ниже, чем в водоемах с нормальной соленостью. Что касается магния, то он при диагенетическом минералообразовании благодаря широкому изоморфизму Fe-карбонатов был активно мобилизован из иловых растворов в стяжение конкреции. По этой причине получилось некоторое искажение (занижение) подлинного значения Ca/Mg индекса в конкрециях карахской и частично хивской свит.

Наиболее высокое значение Ca/Mg индекса установлено в конкрециях хиналугской свиты (8,80), что является результатом некоторого похолодания климата байосского века, что подтверждает выводы Т.С. Берлин, В.И. Сакса и А.В. Хабакова, сделанные ими по изотопному составу кислорода и магнезиальности ростров белемнитов. В батских и келловейских конкрециях значение Ca/Mg индекса составляет 7,80; 7,90, что, несомненно, связано с потеплением климата этих веков по сравнению с байосским временем, что также подтверждается данными изотопной термометрии (Султанов, Халифа-заде, Керимов, 1968). Хотя Ca/Mg индекс в конкрециях бата и келловея в целом иллюстрирует потепление климата этого века, однако разницу между климатом времен образования верхнебайосских и келловейских отложений он полностью не раскрывает.

Таким образом, в результате изучения распределения конкреционности во времени и пространстве и других геохимических критериев карбонатных конкреций по фациальному профилю вмещающих их отложений удалось установить ряд интересных зависимостей по диагенетическому конкрециеобразованию и получить ряд качественных показателей по ландшафтно-климатическим особенностям среднеюрской эпохи Кавказа.

В заключение следует отметить, что химико-минералогический состав конкреций и особенно Ca/Fe и Ca/Mg в конкрециях при палеогеографическом анализе могут иметь самостоятельное значение для качественной оценки климата, характера химического выветривания пород древней суши, фациальных условий седиментации. Однако эти геохимические модули могут быть использованы только в сочетании с другими методами палеотемпературных исследований.

Глава 5

ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Фациальные условия образования среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа освещены в работах В.Е. Хаина (1950), И.А. Конюхова (1956, 1958, 1959), А.Г. Алиева, В.П. Акаевой (1957), Э.Ш. Шихалибейли (1956), В.П. Фролова (1965), Г.Н. Бровкова (1958), М.М. Мацкевича (1964), Б.Ф. Крымова (1965) и др. В большинстве перечисленных работ фациальные исследования среднеюрских отложений проводились в некотором смысле (фациальная изменчивость) без выявления генетических признаков и условий образования толщ и слоев. Лишь в работах Г.Н. Бровкова (1958) и В.Т. Фролова (1965) фациальный анализ выполнялся по генетическим признакам пород и слоев, на этой основе уточнялись физико-географические условия образования угленосной толщи Дагестана.

Нами фациально-генетический анализ (Жемчужников, Тимофеев, Яблоков, Ботвинкина, 1956) применялся для всей среднеюрской толщи Восточного и Юго-Восточного Кавказа, включая изучение кернового материала глубоких разведочных скважин Прикаспийской низменности. На основе результатов многолетних исследований из среднеюрских отложений было выделено 10 фациальных комплексов, охватывающих аллювиально-болотные, лагунно-дельтовые зоны, различные участки континентального шельфа и континентального склона среднеюрских бассейнов. Ниже дается описание генетических признаков и распространенность установленных фаций по трем крупным генетическим типам отложений — континентальному, субконтинентальному и морскому.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Этот генетический тип среднеюрских отложений был выделен в строении карахской свиты Дагестана. Среди континентальных отложений, развитых в карахской свите Дагестана, по комплексу признаков встречаются осадки аллювиальной, болотной и озерной фаций. Алевролито-глинистые отложения небольших озер образовались во впадинах приморской аллювиальной равнины.

Фация аллювиальных отложений (А)

В карахской свите Дагестана аллювиальная фация достоверно установлена в шести разрезах: хр. Салатау, рек Аварское Койсу, Кара-Койсу, Рубасчай, Чирахчай и с. Трисанчи. Среди фации аллювиальных отложений различается русловой и пойменный аллювий. Для русловых отложений характерны наличие массивных, гравелитистых, рыхлых, сахаровидных песчаников с включением гравия, галек кварца, обломков древесины и крупная однонаправленная косая слоистость, подобно той, которая характерна для современных речных отложений.

Для русловых алевролито-песчаных слоев карахской свиты характерны следующие генетические признаки:

а) многоэтажность косых серий аллювиальных песчаников, причем количество этажей измеряется десятками; в толщах В и Г карахской сви-

ты рек Рубасчай и Чирахчай встречаются сплошные массивные песчаники мощностью 15–23 м, сложенные многочисленными косыми сериями; косые серии имеют мощность в среднем 30–40 см, иногда 80–150 см, границы между серийными швами обычно горизонтальные или пологонаклонные; между косыми сериями нередко встречаются линзовидные прослои алевритистых аргиллитов мощностью 5–10 см, на поверхности которых встречаются знаки ряби;

б) как правило, прямолинейность, реже пологовогнутость слоев в косых сериях; мощность косых слоек чаще всего составляет 1–3 см, реже – 5 см;

в) незначительный, не более 25–30° угол наклона слоек в сериях; азимуты косых слоек в соседних сериях очень сходные, отклонения же составляют порядка 25–40°;

г) ритмическая сортировка обломочного материала во многих косослоистых этажах; в основании серии слойки сложены гравелитами, которые выше сменяются крупнозернистыми и мелкозернистыми песчаниками; нередко гранулометрический состав пород по вертикали не меняется; слоистость в сериях обусловлена присутствием растительного детрита, слюд и глинистых минералов;

д) часто встречающиеся эрозионные контакты русловых песчаников с подстилающими отложениями; амплитуда эрозии составляет несколько десятков сантиметров. Эрозионный слой представлен гравелитами, состоящими из обломков местных осадочных пород. В районе хр. Салатау описана слабо выраженная косослоистая серия гравелистых песчаников с мощностью косых серий 120–150 см; в косой серии слойки редкие и косоволнистые. Изменение типов слоистости и структуры песчаников в данной толще, видимо, связано с накоплением песков на различных участках русла при различной динамичности и энергии речного потока. Так, например, песчанистые гравелиты с беспорядочной слоистой текстурой отложились в стержневой части речного потока; крупнозернистые песчаники с крупной однонаправленной слоистостью связаны с пристержневой частью потока; мелкозернистые песчаники с косой сходящейся слоистостью образовались на прирусловой отмели.

Аллювиальные песчаники карахской свиты зачастую рыхлые; слабосцементированные, некарбонатны и без включения карбонатных и сульфидных конкреций, содержат обломки и стволы древесины размером 0,5–1,5 м и, как правило, лишены остатков морских беспозвоночных. Среди русловых песчаников карахской свиты установлены как олигомиктовые, так и полимиктовые разности. Мономинеральные песчаники на 70–80% сложены кварцем, и по степени белизны названы сахаровидными. Полимиктовые песчаники имеют следующий средний минералогический состав (%) : кварц – 45–70, кислые плагиоклазы – 2–8; ортоклаз-микроклин – 8–20; обломки пород – 14–32; мусковит – 0,5–1,5, биотит и хлорит – единичные чешуйки. Цемент регенерационный, кварц гидрослюдистый. В цементируемой массе отмечаются крупные чешуйки каолинита.

В полевых условиях произведены многочисленные замеры азимута косых слоек русловых песчаников и составлены розы-диаграммы (табл. 36, фиг. 25) для толщ В и Г карахской свиты разрезов Чирахчай, Рубасчай и для отложений среднекарахской подсвиты, Кара-Койсу, Аварское Койсу и хр. Салатау. Как видно из обобщения результатов замеров азимутов косых слоек, направление сноса обломочного материала и руслового потока для изученных толщ происходило на юг и юго-запад. Мощность русловых песчаников карахской свиты составляет 18–26 м. В разрезах Чи-

Таблица 37

Элементы залегания косых слоек в аллювиальных отложениях карахской свиты Дагестана

Район замеров	№ замера	Азимут падения, град.	Угол падения, град.	Возраст слоев
Чирахчай (Друштул-Хоредж)	1	225	25	$J_{1-2}^{kr_1}$
	2	240	30	То же
	3	245	31	"
	4	255	28	$J_{1-2}^{kr_2}$
	5	250	31	То же
Рубасчай (Хрузантиль)	6	240	30	"
	7	230	33	$J_{1-2}^{kr_3}$
	8	235	25	То же
	9	233	30	"
	10	255	22	"
	11	255	20	"
Трисанчи	12	255	25	$J_{1-2}^{kr_2}$
	13	268	30	То же
	14	250	28	"
	15	255	32	"
	16	245	33	"
Салатау	17	180	31	"
	18	200	30	"
	19	178	21	"
	20	215	30	"
	21	185	31	"
Бец-ор (с. Ункид)	22	188	32	$J_{1-2}^{kr_2}$
	23	190	28	То же
	24	180	30	"
	25	220	31	"
Аварской Койсу	26	160	30	"
	27	200	25	"
	28	185	22	"

рахчай и Аварское Койсу русловые песчаники составляют 10—15% карахской свиты, в Рубасчае, Трисанчи и Кара-Койсу — 20—25, а на хр. Салатау — 35%. Судя по разнотипности речных отложений в изученных разрезах, реки ааленского века Восточного Кавказа имели сравнительно широкий поперечный профиль и хорошо разработанные долины, подобно современным долинам рек Самур, Кура, Сулак, Терек и Кубань.

В аллювиальной толще верхнекарахской подсвиты хр. Салатау и в среднекарахской подсвите Кара-Койсу, Аварское Койсу описаны небольшие пачки алевролито-глинистых пород, которые по ряду генетических признаков напоминают пойменные аллювии современных рек. В этих разрезах пойменный аллювий сложен мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, которые обладают косоволнистой, волнистой и прерывисто-волнистой слоистостью. Выше по разрезу в связи с эволюцией речной долины быстро меняются структура и текстура пород пойменных отложений. Так, например, по разрезу хр. Салатау на русловых песчаниках лежат мелкозернистые песчано-алевролито-глинистые породы с косой сходящейся

Масштаб | Литологическая колонка | N пачки | N образца | Фациальная колонка | Конкреционность, % 5 10

Фиг. 26. Сопоставление литолого-фациальных колонок пластов Чирката-Датунской группы залежей

a — пласт M_1 (левый берег ручья Магометильрух); *b* — пласт M_1 (правый берег ручья Магометильрух); *c* — пласт AK_1 (балка Андик); *d* — пласт AK_1 (Датунский). Римскими цифрами обозначены номера пачек

и мелкой косоволнистой слоистостью. Мощность косых серий меняется в пределах 10—15 см. Затем их сменяют по разрезу толщи глинистых алевролитов с волнистой и прерывисто-волнистой слоистостью. В алевролитах и аргиллитах отмечается большое количество растительного детрита хорошей сохранности; мощность волнистых серий 2—3 см; еще выше идут углистые аргиллиты, не имеющие слоистой текстуры, которые сменяют чиркатинский пласт каменного угля (фиг. 26), вклинивающегося по простиранию на расстояние 50—60 м.

Из сказанного ясно, что нижняя часть разреза пойменного аллювия формировалась в период паводков. Затем в результате изменения русла реки или, скорее всего, понижения уровня реки подача терригенного материала в пойму заметно сократилась. Углистые аргиллиты и пласт каменного угля образовались, по-видимому, в тот период, когда пойма превратилась в старицу и кратковременно происходило торфонакопление. В алевритистых и углистых аргиллитах пойменного аллювия отмечаются редкие включения небольших сидеритовых конкреций; содержание CaO в них составляет 0,5—1,0%. Глинистая часть аргиллитов сложена обломочными диоктаэдрическими гидрослюдами и каолинитом. Размер чешуек обломочных гидрослюд, по данным электронной микроскопии, составляет 4—5 мк. По составу песчаники и алевролиты пойменного аллювия принадлежат к кварц-граувакковым породам. Микроскопически растительные остатки представлены бурыми и красно-бурыми гелефицированными компонентами.

Фация аллювиальных отложений в плане сменяется лагунно-заливными, дельтовыми и прибрежно-морскими песчано-алевритовыми отложениями. В изученных разрезах аллювиальные отложения трансгрессивно залегают на болотных, лагунно-заливных, дельтовых отложениях, выше по разрезам их сменяют лагунно-заливные и прибрежно-морские отложения. Фация аллювиальных отложений принимает участие в строении толщ В и Г карахской свиты Южного Дагестана, среднекарахской свиты бассейнов рек Аварское Койсу, Кара-Койсу и верхнекарахской свиты хр. Салатау. Чем дальше расположены разрезы карахской свиты от ее выходов морского генезиса, тем больше участие аллювиальных отложений в строении свиты. И неслучайно, что на хр. Салатау аллювиальные отложения составляют 35% выходов карахской свиты.

Фация болотных отложений (Б)

Болотные отложения в виде линзовидных и вклинивающихся пластов с мощностью 0,3—3,5 м установлены среди аллювиально-лагунных и реже прибрежно-мелководных толщ карахской свиты. В целом болотные отложения формировались в аллювиально-приморской равнине в ее пониженных участках, в небольших озерах. Изучение связи болотных отложений карахской свиты с подстилающими отложениями позволяет выделить следующие генетические типы болот: пойменные, дельтовые и лагунно-заливные. Размеры и строение болотных отложений, естественно, зависят от того, по какому генетическому типу отложений они развивались. Для выделения из разрезов осадочных толщ ископаемых болотных отложений достоверным генетическим признаком является наличие в разрезе угольных пластов, что однозначно указывает на существование болот и торфонакопление. Ниже даем описание генетических типов болотных отложений карахской свиты на конкретных примерах.

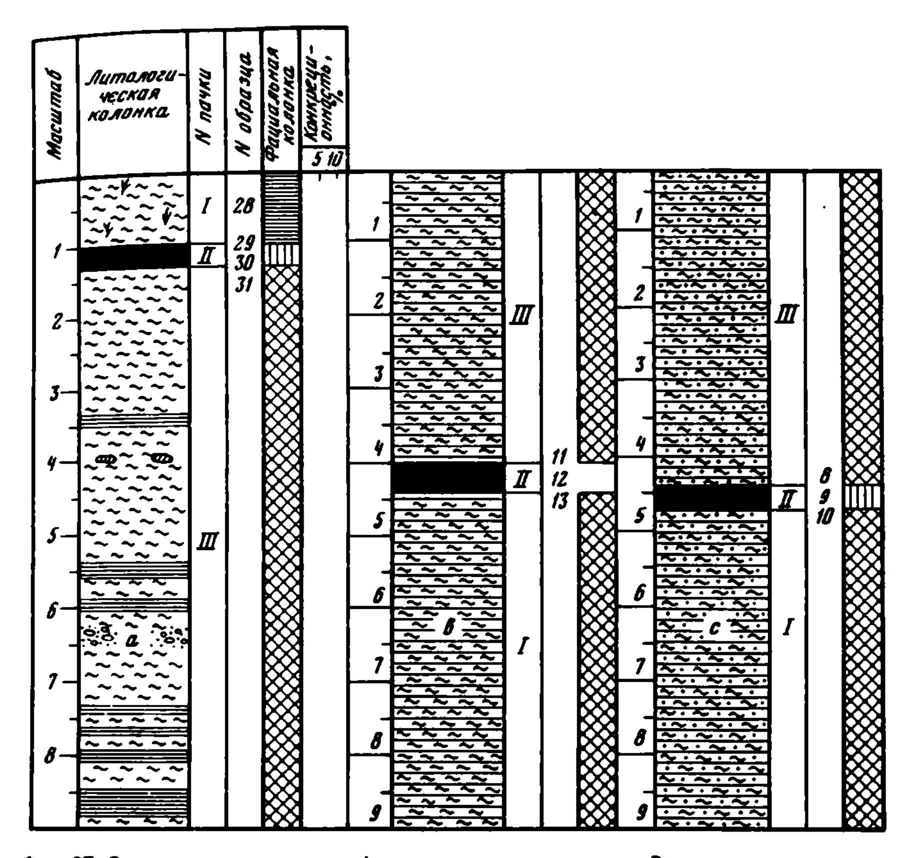
Болота, формировавшиеся в пониженных участках поймы и в старицах,

непосредственно залегают на мелкозернистых песчано-алевролито-глинистых породах пойменного генезиса. В строении болотных отложений, образовавшихся в старицах, установлено три фациально-генетических слоя, отражающих стадийное течение процессов заболачивания в древних поймах. Нижний слой (снизу вверх) болотной фации пойменного типа представлен плохо отсортированными неслоистыми аргиллитами, переполненными остатками стеблей и листьев травянистых растений. Аргиллиты содержат мелкие включения сидеритовых конкреций. Средний слой толщи состоит из углистых аргиллитов, обладающих слабой комковатой текстурой, и содержит прожилки блестящего угля. Верхний слой состоит из прослоев полублестящего угля мощностью 0,3—0,4 м. Примером болотной фации пойменного типа являются пласты (M_{10}, P_{11}) Чиркатинской и Хрузантильской залежей (фиг. 26).

В почвах болот пойменного типа не встречаются корни болотных растений. Однако строение этого типа болот явно свидетельствует о том, что болотный режим в древних поймах создавался в результате одряхления русла и климатических изменений. В старицах вследствие поселения мелкой болотной растительности кратковременно создавались условия торфонакопления. Однако масштаб торфонакопления был очень ограниченным из-за неблагоприятных физико-географических и климатических условий. Поэтому угольные пласты пойменного генезиса имеют небольшую мощность, линзовидную форму и выклиниваются на расстояние нескольких десятков метров. Угли пойменного происхождения мощностью 30—50 см также были установлены в Юго-Восточном Дагестане (Уллучай, Буганчай, Джевус и с. Трисанчи).

Значительная часть угольных пластов чирахчайской и рубасчайской групп месторождений образовалась в заболоченных озерах, расположенных в наземной части дельты. Связь угольных пластов с такими озерами доказывается непосредственным залеганием болотных глинистых отложений на массивные песчаники с крупной косой сходящейся веерообразной слоистостью, где серийные швы срезают друг друга. Типичный угольный пласт озерно-дельтового типа обнажается в верховьях р. Чирахчай вблизи с. Друштул (пласты $Ч_{10}$, $Ч_{11}$, Могудеринская залежь). Пласт $Ч_{10}$ хорошо обнажается вдоль шоссейной дороги, идущей в с. Тпиг. Вследствие пологого залегания пластов в ядре небольшой синклинали прослои углистых сланцев, чередующихся с зольными углями, прослеживаются на расстоянии 1,5 км. На этом участке 4-метровая толща болотных глин залегает на массивных дельтовых песчаниках мощностью 12 м. Болотная толща состоит из трех слоев, отражающих стадийное развитие процесса торфонакопления. Нижний слой (снизу вверх) мощностью 1,5 м состоит из неслоистых темно-серых аргиллитов с включением пиритовых и мелких сидеритовых конкреций, с остатками стеблей и листьев кустарниковых растений. Средний слой представлен пятнистыми неслоистыми глинами, которые чередуются с углистыми аргиллитами. В этом слое отмечаются также сидеритизированные корни древесных растений, мощность слоя 0,8—1,0 м. Верхний слой состоит из зольного угля мощностью 1,5 м. Болотные отложения венчаются небольшой пачкой переслаивающихся алевролитов и аргиллитов лагунно-заливного происхождения. Подобный тип болотных отложений отмечался также на реках Рубасчай и Кара-Койсу, где мощность болотной толщи колеблется в пределах 2—6 м.

Болотные отложения лагунно-заливного типа (субстрата) являются наиболее распространенными в карахской свите Дагестана. Так, например,



Фиг. 27. Сопоставление литолого-фациальных колонок пласта P_2
а — Рубасчайский участок; *b* — Куличайский участок; *с* — Афначайский участок. Римскими цифрами обозначены номера пачек

с лагунно-заливными отложениями связаны Архитская, Акушинская, Уллучаринская, Хивская, Фирегская, Хореджская и ряд практически значимых пластов рубасчайской группы залежей.

Встречаются два типа (модификации) лагунно-заливного субстрата болотной фации. В первом субстрат угольных пластов представлен массивными лагунно-заливными песчаниками, отсутствуют подпочва и почва угля. Обычно потолок этой модификации болотных отложений составляют грубозернистые аллювиальные песчаники (Ункидские и Хрузантильские пласты). Подобные пласты мы относим к аллохтонному типу залежей. Во втором переход лагунно-заливных отложений к болотным постепенный, с образованием подпочвы и почвы угольных пластов. Болотные отложения второй модификации лагунно-заливного генезиса зачастую состоят из двух слоев; нижний слой (снизу вверх) сложен зеленовато-серыми алевролитами, имеющими типичную комковатую, реже пятнистую текстуру (почва и подошва угля). В этом пласте отмечаются также аппендиксы корневой системы, мелкие включения сидеритовых конкреций и прожилки блестящего угля. Комковатая текстура алевролитов обусловлена деятельностью корневой системы болотных растений. Верхний слой

представлен блестящим и полублестящим углем, имеющим нередко полосчатое строение, мощность этого слоя составляет 0,3–0,6 м. Выше болотные отложения с резким контактом перекрываются глинистыми алевролитами со скудной растительностью и остатками морских двустворчатых. Рассматриваемый тип болотных отложений возник в период тектонического покоя (стабилизация прогибания), когда на лагунно-заливном побережье поселилась влаголюбивая растительность и происходило заболачивание побережья. Однако неровность рельефа лагунно-заливного побережья, мобильность тектонического режима и недостаточная увлажненность климата сильно ограничивали масштабы заболачивания. Поэтому заболоченные участки постепенно затапливались трансгрессирующим морем. В качестве типичного примера подобных условий образования болот можно указать практически значимые пласты P_2 Рубасчая, которые прослежены на расстоянии 2,5 км на трех участках (фиг. 27). Болотные отложения лагунно-заливного генезиса по сравнению с пойменными или дельтовыми более выдержаны по простиранию и зачастую содержат промышленные угольные пласты.

Болотные отложения распространены в толщах Б и Г карахской свиты Южного Дагестана, в среднекарахской и частично в верхнекарахской подсвитах Центрального и Северного Дагестана. В этих районах болотные отложения составляют 2–3% карахской свиты. Болотные отложения на площади в зависимости от модификации болотного субстрата переходят к дельтовым, лагунно-заливным и морским отложениям. Выше по разрезу болотную фацию сменяют аллювиальные, дельтовые и лагунно-заливные фациальные комплексы.

Фация озерных отложений (О)

Озерные отложения небольшой мощности (10–15 м) в виде тонкозернистых пачек встречаются в аллювиально-болотном комплексе карахской свиты Дагестана. Впервые этот генетический тип осадков в карахской свите Дагестана описан В.Т. Фроловым (1965).

Озерные отложения в карахской свите Дагестана были выделены по следующим генетическим признакам:

а) тонкая ленточная слоистость пород песчано-глинистых пачек, залегающих среди аллювиально-болотных и реже лагунно-дельтовых отложений;

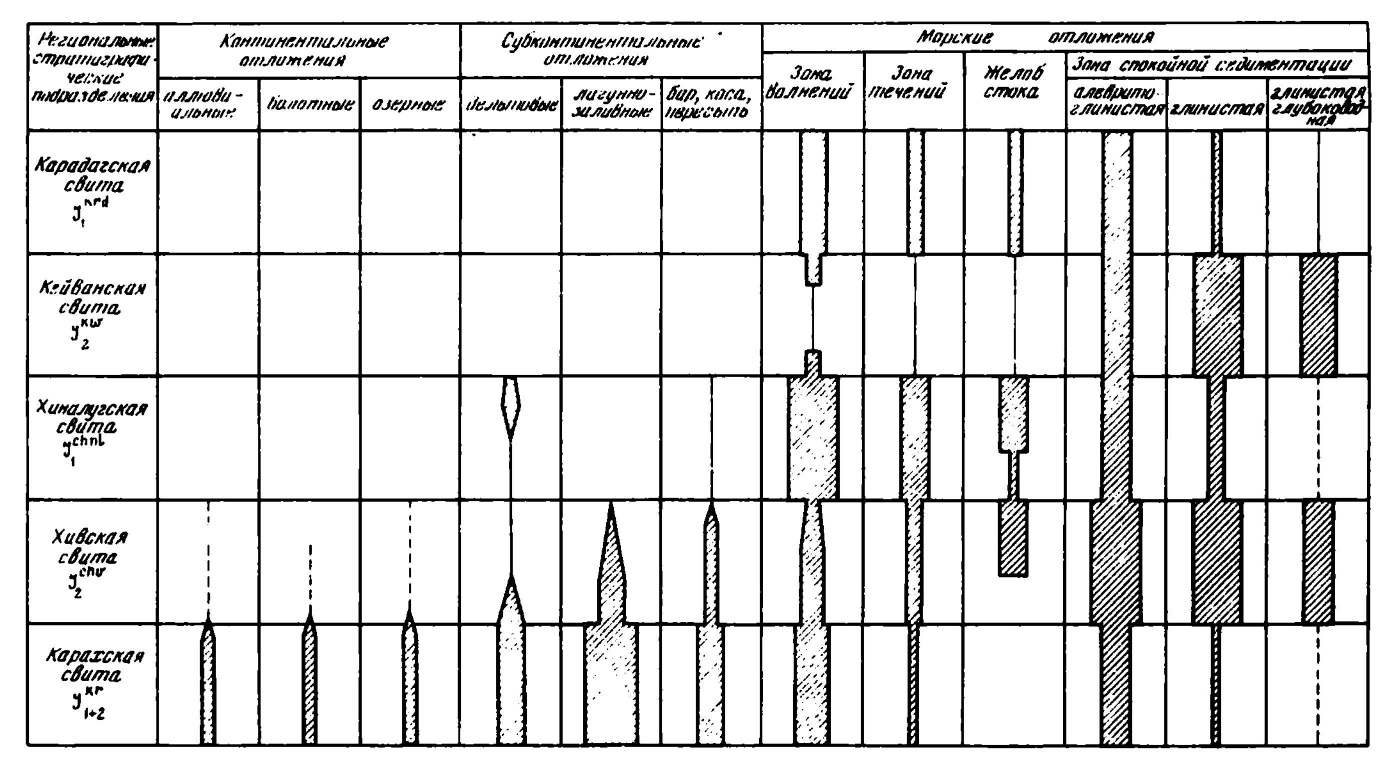
б) тонкая (мощность 2–6 мм) горизонтальная слоистость (слойчатость), обусловленная неравномерным распределением песчаного, глинистого и растительного материала, и по всем признакам связанная с изменением климатических факторов (обильность атмосферных осадков, расцвет водорослей на дне озер, интенсивность привноса обломочного материала и т.д.); нередко в озерных и лагунных глинах обнаруживалась микрослойчатость с мощностью слоек 0,08–0,58 мм, вызванная неравномерным распределением органического вещества и алевритовых частиц;

в) наличие тонкоплитчатых листоватых песчаников, на поверхности наслоения которых отмечаются листья и побеги древесных и кустарниковых растений хорошей сохранности;

г) отсутствие в тонкоплитчатых песчаниках знаков ряби и остатков двустворчатых моллюсков.

Судя по строению и условиям залегания озерных отложений, можно допустить, что во время формирования отложений карахской свиты

13. Зак. 1437



Фиг. 28. Схема распространения фациальных обстановок в среднеюрских отложениях Восточного и Юго-Восточного Кавказа

в приморско-аллювиальной равнине существовали два генетических типа озер: пойменные и реликтовые. Пойменные, или малые, озера образовались в речной долине во время паводков, осадки таких озер были описаны в разделе "Фация аллювиальных отложений". Реликтовые озера возникли в пониженных участках приморской аллювиальной равнины, на флангах и протоках наземной части дельты в результате регрессии моря.

На основе имеющихся в нашем распоряжении генетических признаков мы можем полагать, что реликтовые озера имели небольшие размеры, питались грунтовыми водами, осадконакопление в них целиком контролировалось ландшафтно-климатическими факторами (невыдержанность озерных отложений по простиранию, отсутствие створок морских двустворчатых, наличие тонкоритмичной и сезонной слоистости). Отсутствие в озерных отложениях раковин беспозвоночных, а также хемогенных и биогенных минералов наводит на мысль, что реликтовые озера ааленского века Дагестана зачастую носили пресноводный характер. По мере заполнения озер песчано-глинистым материалом в них создавались благоприятные условия для поселения влаголюбивых растений и последующего кратковременного торфонакопления.

В озерных глинах часто отмечаются мелкие включения сидеритовых конкуренций с общей конкрециеносностью 1–2%. Озерные песчаники богаты включениями чешуек слюд, по минералогическому составу они имеют полимиктовый характер и мало отличаются от лагунно-заливных и прибрежно-морских песчаников. В озерных аргиллитах каолинит является породообразующим минералом (30–40%) коллоидных фракций.

Озерные отложения имеют линзовидную форму и небольшое площадное распространение. Особенно широко они распространены в карахской свите Юго-Восточного Дагестана (Чирахчай, Рубасчай, Джевус и с. Уллучара). В указанной области они составляют 10–12% отложений карахской свиты (фиг. 28).

СУБКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (ЛАГУННЫЕ)

Эти отложения принимают участие в строении карахской и хивской свит Восточного Кавказа и Прикаспийской низменности, а также в хиналугской свите Ялама-Худатской зоны (фиг. 28). Они формировались на побережьях с изрезанной береговой линией, образующей мысы, заливы, бухты и лагуны, а также в подводной части дельты. Для них характерна совокупность признаков, часть из которых присуща континентальным отложениям, а другая – типичным морским отложениям. Субконтинентальные отложения карахской и хивской свит были выделены по следующим генетическим признакам:

а) частые изменения структуры и текстуры пород и слоев по разрезам и на площади;

б) широкое развитие мелкой волнистой, косоволнистой, клиновидной и крутой косой сходящейся, веерообразной слоистости в песчано-алевролитовых породах, которые часто осложнены текстурами взмучивания, ходами илоедов и включениями растительного детрита;

в) обильные включения растительного детрита хорошей и умеренной сохранности в тонкозернистых породах; под микроскопом растительные ткани полупрозрачны и гелефицированы;

г) наличие в глинах и алевролитах створок эвригалинных двустворчатых моллюсков Mytiloides, Tancredia, имеющих угнетенный характер;

д) повышенная конкрециеносность глинистых пачек (1–3%) при сидеритовом, кальцит-сидеритовом составе конкреционных включений;

е) отсутствие либо малое содержание кальцита в конкрециях и в цементе песчано-алевролитовых пород;

ж) невыдержанность генетических и других признаков (слоистость, скульптурные знаки, органические и минеральные включения) в пределах небольших толщ или циклов осадконакопления, что свидетельствует о неустойчивости ландшафтных форм на прибрежной части ааленского бассейна.

При прослеживании фаций субконтинентальных отложений на площади обнаруживается их связь как с континентальными отложениями, так и с отложениями прибрежных и прибрежно-мелководных морских фаций. В среднеюрских отложениях Восточного Кавказа и Прикаспийской низменности установлены следующие фации переходной группы: лагунная, фация бар, кос и пересыпей и дельтовая.

Фация лагунных отложений (фация песчаных и глинистых осадков лагун и заливов – Л)

Лагунная фация установлена в отложениях карахской и хивской свит. В строении отложений лагунной фации принимают участие грубоплитчатые, слюдистые песчаники, алевролиты и темно-серые аргиллиты, обогащенные фюзенизированным, гелефицированным растительным детритом хорошей сохранности, мелкими включениями сидеритовых конкреций и прослоями глинистых сидеритов.

Лагунно-заливные песчано-глинистые отложения из разрезов карахской и хивской свит были выделены по следующим убедительным признакам:

а) наличие плитчатых или массивных песчаников, по наслоению которых отмечается большое количество растительного детрита хорошей сохранности и чешуек слюд; песчаники несут знаки ряби и имеют горизонтальную, волнистую, косоволнистую слоистость;

б) наличие мелких включений анкерит-сидеритовых конкреций по напластованию песчаников и алевролитов, обычно слабо реагирующих на кислоту; нередко песчаники обладают текстурой вторичной полосчатой слоистости ("тигровые" песчаники), обусловленной окислением в них сидеритового цемента по обнажениям (песчаники верхнекарахской свиты рек Аварское Койсу, Кара-Койсу и с. Кудутль, Уллучара и т.д.);

в) нарушение горизонтальной слоистости песчано-алевролитовых пород вертикальными следами илоедных организмов и текстурой взмучивания;

г) горизонтально-слоистая, реже массивная, неслоистая текстура пород алевролито-глинистых пачек; глины содержат богатый растительный детрит хорошей сохранности, состоящий из стеблей и листьев цикодофитов и папоротников, произраставших на лагунно-заливном побережье;

д) наличие местами как в песчано-алевролитовых, так и в глинистых пачках створок эвригалинных пелеципод, имеющих угнетенный характер, и банок митилоидесов.

Мелкообломочные лагунные отложения имеют флишеподобный облик; более мощные пласты глин чередуются с тонкоплитчатыми и горизонтально-слоистыми алевролитами. Образование ритмичной толщи в лагунно-заливном типе водоема, возможно, обусловлено периодическим усилением гидродинамической активности питавшего лагуны моря или дея-

тельностью ветров, сносивших в лагуны и заливы с окружающих их пляжей эоловый материал. В карахской и хивской свитах встречаются два генетических типа лагунно-заливных отложений: горизонтально-слоистые песчаники со знаками ряби и крупными растительными детритами, которые формировались на лагунно-заливных побережьях, и темно-серые глины с обильными остатками растительного детрита, шлама и мелкими включениями сидеритовых конкреций или горизонтально-слоистый алевролито-глинистый флиш, который образовался в более глубоких частях лагун и заливов.

Песчано-алевролитовые породы лагун и заливов представлены кварцем и обломками осадочных и метаморфических пород. Подчиненное место занимают зерна кислых плагиоклазов и ортоклаз-микроклина (8–18%), чешуйки биотита и хлорита (1,5–3%). Из акцессорных минералов установлены гранат, циркон, турмалин, рутил, титанит и апатит. Цементирующую массу песчано-алевролитовых пород составляют анкериты, сидериты, гидрослюда и каолинит. В аргиллитах лагунной фации существенное место принадлежит каолиниту (20–40%), реже – хлориту (5–10%). Содержание гидрослюды составляет < 50%. Мощность лагунно-заливных отложений измеряется десятками и сотнями метров, в среднем 30–40 м.

Лагунные отложения являются основным элементом карахской и частично хивской свит северной и восточной частей Сланцевого Дагестана. В указанных районах лагунная фация составляет 40–50% карахской свиты. В плане эти отложения переходят в прибрежно-морские и дельтовые, а по разрезу их нередко сменяют болотные отложения.

Фация отложений бар, кос и пересыпей (БКП)

Отложения эти установлены в средней и верхней карахских подсвитах районов Рубасчай, Чирахчай, Цмурчай, Уллучара, Цудахар, Аварское Койсу и Андийское Койсу. Образование осадков данной фации в отложениях карахской свиты связано с пологим дном северо-восточного борта ааленского бассейна и выносом былой дельтой огромного количества песчаного материала. Фация БКП представлена разнозернистыми массивными светло-серыми и сахаровидными песчаниками с косой сходящей и пучковидной слоистостью. Как отмечает Л.Н. Ботвинкина (1962), среди ископаемых отложений очень трудно отличить баровые песчаники от песчаных осадков пересыпей или песчаных валов. Поэтому все эти генетические типы субконтинентальных отложений объединены нами в единую фацию.

Для отложений фаций БКП карахской свиты характерны небольшая мощность – 12–20 м, быстрая смена типа слоистости во времени; отмечается косая сходящая слоистость с клиновидной формой серии, горизонтальная и косоволнистая слоистость. Нередко слойки, имея небольшой наклон или выполаживаясь в основании серии, образуют пучкообразное очертание слоек. Угол наклона слоек составляет 3–8°. Мощность косых и клиновидных серий колеблется в пределах 15–30 см. В результате специфических условий образования фация БКП не содержит глинистых прослоев и очень бедна остатками растений. Поэтому песчаники фации БКП в разрезах карахской свиты зачастую выделяются светлой окраской. Баровые песчаники изредка содержат створки битых эвригалинных пелеципод, известковисты и характеризуются хорошей отсортированностью песчаного материала; среди песчаников часто встречаются средне- и мелкозернистые разновидности. Песчаники обычно лишены включений карбонатных конкреций и почти не содержат конкреций дисульфида железа.

Песчано-алевролитовые породы фации бар, кос и пересыпеи минералогически представлены кварцем (50–70%), ортоклазом (5–15%), кислыми плагиоклазами (4–8%) и обломками осадочных и метаморфических пород (10–50%). Из "тяжелых" минералов отмечаются единичные зерна турмалина, циркона, граната и апатита. Цемент песчаников иззестково-гидрослюдистый. Мощность отложений этой фации в карахской свите составляет 15–25 м. В плане они расположены на рубеже области Юго-Восточного Дагестана с устойчивой морской седиментацией. В пространстве отложения фации бар, кос и пересыпей тесно связаны как с морскими мелководными, так и с лагунно-заливными и дельтовыми отложениями.

Фация дельтовых отложений (Д)

Отложения наземной и подводной частей дельты имеют сложные текстурные и структурные признаки, что связано со специфическими условиями осаждения терригенного материала в придельтовом мелководье (прибрежные течения, волнения и речной поток). Дельтовые отложения карахской свиты Дагестана были выделены по комплексу характерных для них текстурных признаков с учетом парагенетической связи этих песчаников с заведомо известными морскими и континентальными отложениями разрезов.

Фация песчаных осадков различных участков дельтового склона установлена в отложениях карахской свиты (толщи А и В) в бассейнах рек Рубасчай, Уллучай, Цмурчай, Чирахчай Южного Дагестана и в разрезах Цудахар, Кара-Койсу, Аварское Койсу, Андинское Койсу Центрального и Северо-Западного Дагестана. Дельтовая фация описана также в отложениях хивской свиты с. Трисанчи, р. Гамриозень, хр. Салатау и в отложениях хиналугской свиты пл. Ялама Прикаспийской низменности (фиг. 28).

Массивные песчаные пачки хиналугской свиты площадей Ялама и Худат по структурным, текстурным признакам и линзовидной форме расположения на площади сходны с ископаемыми дельтовыми отложениями, описанными в работах А.В. Хабакова, Л.А. Ботвинкиной, и Канэко Сиро, что дает нам возможность отнести эти песчаные пачки к фации подводной части дельты. Отложения подводной части дельты и авандельты в карахской свите Дагестана описаны также Г.Н. Бровковым (1958) и В.Т. Фроловым (1965). Дельтовые отложения из песчаных толщ карахской и хивской свит были выделены по следующим генетическим признакам:

а) мелко- и среднезернистые массивные песчаники с косой сходящейся и разнонаправленной слоистостью; серийные швы горизонтальные, наклонные, слабовогнутые и срезают друг друга под различными углами;

б) наклонные серийные швы в этих песчаниках, образующие клиновидные формы; мощность косых серий колеблется в пределах 25–80 см; слойки в сериях косые с меняющимся углом наклона в основании, выполаживаясь, образуют пучок; иногда слойки в косых и клиновидных сериях расположены параллельно, горизонтально либо же с углом наклона 2–3°; нередко наблюдается разнонаправленная, веерообразная слоистость, обусловленная растеканием речного потока на ряд веерообразных направлений при его впадении в море, что очень характерно для ископаемых отложений подводной части дельты (Хабаков, 1940; Ботвинкина, 1962); мощность слоек в косых сериях меняется в широком интервале – от 0,2 до 3,0 см;

в) слоистость в косых сериях подчеркнута изменением гранулометри-

ческого состава слагающих обломочных частиц, иногда слоистость обусловлена крупным растительным детритом или чешуйками слюд. Изредка отмечается слабая ритмическая сортировка обломочного материала в косых сериях. В основании серии встречались гравий и гальки, состоящие из кварца и обломков черных сланцев.

Контакты дельтовых отложений с подстилающими морскими и лагунно-заливными толщами постепенны, без видимых эрозий и размывов. Дельтовые песчаники карахской свиты слабоизвестковисты, содержат различные включения растительного детрита (обломки стволов и стебли древесины) и редкие включения кальцит-сидеритовых и анкерит-сидеритовых конкреций. Остатки морских двустворчатых моллюсков и включения конкреций, метаморфозы дисульфидов железа не обнаружены.

Породообразующими минералами дельтовых песчано-алевролитовых пород являются кварц (50–65%), полевые шпаты (13–24%), обломки различных пород (20–32%). Сортировка частиц плохая. Содержание слюд и хлоритов достигает 2%. Из акцессорных минералов в единичных зернах установлены циркон, турмалин, рутил, апатит и гранат. Цемент песчаников кремнисто-гидрослюдистый и сидерит-гидрослюдистый. Мощность дельтовых песчаников составляет 12–36 м, иногда они, переслаиваясь с песчано-алевролито-глинистым флишем авандельты, образуют песчано-алевролитовые слои в толщах А и В карахской свиты мощностью 70–100 м. Дельтовые отложения карахской свиты Южного и Центрального Дагестана чередуются с песчаниками фации БКП или расположены севернее и северо-восточнее от их выходов. Этот факт был нами использован при определении юго-западной границы распространения песчаных выносов дельты. В бассейнах рек Рубасчай и Чирахчай дельтовые отложения (в разрезах) чередуются с лагунно-заливными, баровыми, прибрежно-морскими песчано-алевролитовыми пачками и тонкообломочными толщами зарастающих болот и реликтовых озер и образуют пестрый генетический осадочный комплекс мощностью 250–400 м. По профилю бассейна седиментации дельтовые песчаники замещают песчано-алевролито-глинистый флиш авандельты, а также зоны волнений и течений моря. На противоположном фланге фациального профиля бассейна дельтовые отложения переходят к лагунно-заливным, песчано-глинистым, песчаным аллювиальным и алевролито-глинистым озерно-болотным отложениям. Отложения дельтовой фации составляют 20–25% карахской свиты Южного Дагестана и 10–15% хивской свиты третичного предгорья и Прикаспийской низменности. Дельтовые отложения установлены в Юго-Восточном, Центральном и Северном Дагестане. В промежуточной полосе, в зоне Уллучаринской антиклинали, дельтовые отложения достоверно не были выделены в строении карахской свиты. Этот факт свидетельствует о том, что в ааленский век на территории Восточного Кавказа существовали две самостоятельные дельты: первая была расположена в Северном Дагестане, а вторая – в Юго-Восточном, что, по-видимому, обусловило некоторые различия в строении и вещественном составе отложений карахской свиты в этих двух областях седиментации.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Принимают участие в строении всех региональных литолого-стратиграфических подразделений средней юры, а толщи хиналугской, кейванской и карадагской свит целиком сложены различными фациями морского генезиса.

Бассейны средней юры Восточного и Юго-Восточного Кавказа не имели крупного размера и были мелководными. Большие мощности морских среднеюрских толщ (5—7 км) свидетельствуют о том, что среднеюрские моря Восточного и Юго-Восточного Кавказа находились в тектонически активных областях, интенсивно прогибались, поэтому они могут быть отнесены к типу котловинных морей (Страхов, 1960). Достаточно сказать, что 80% морских отложений средней юры формировались в различных частях континентального шельфа (материковая отмель), что свидетельствует о мелководности бассейнов средней юры; лишь 20% морских отложений образовались в относительно глубоководной части моря (континентальный склон или верхняя часть батиальной зоны).

Фации морских отложений определялись по следующим генетическим признакам:

а) однородность песчано-глинистых пачек и слоев, хорошая отсортированность песчано-алевролитовых пород и их известковистость;

б) мелкая волнистая, перекрестная и мульдообразная слоистость в маломощных слоях песчаников и алевролитов; тип слоистости устойчив в пределах отдельных генетических пачек;

в) широкое распространение в песчано-алевролитовых породах знаков ряби волнения и течения, наличие в алевролито-глинистых толщах оползневой текстуры, различных механоглифов (знаки слепки) и биоглифов;

г) наличие в песчано-алевролитовых и глинистых породах. а также в конкрециях створок и раковин морских беспозвоночных, в том числе представителей стеногалинных форм (аммониты, белемниты, брахиоподы, криноидеи, а из простейших организмов — лагениды, эпстоминиды и глобигериниды);

д) наличие пластов криноидных известняков и банок пелеципод в песчано-глинистых толщах;

е) обогащенность сероцветных толщ крупными включениями карбонатных конкреций преимущественно кальцитового состава, а также значительная генерация включений и метаморфоз дисульфида железа;

ж) детритовый и шламовый состав растительных остатков в глинах и алевролитах, представленных разностями плохой сохранности; микроскопически растительная ткань представлена в основном фюзенизированными компонентами.

Среди морских отложений были выделены следующие фации: глинисто-песчано-алевролитовые отложения зоны волнения моря, песчано-алевролитовые отложения зоны прибрежных течений моря, отложения желобов стока (сильных донных течений), алевролито-глинистые отложения моря, глинистые отложения моря, глинистые отложения относительно глубоководной (пелагической) части моря (фиг. 28). По степени динамичности седиментации осадков отложения морских фаций были объединены в двух фациальных зонах: активная седиментация (литораль и сублитораль) и спокойная седиментация (неритовая зона). Ниже дается описание выделенных фаций морских отложений.

Глинисто-алеврито-песчаные отложения зоны активной седиментации (литораль и сублитораль)

Данная фациальная зона моря характеризуется тремя фациями, отличающимися специфическими условиями седиментации мелководных осадков: глинисто-алеврито-песчаные отложения зоны волнений, песчано-алевролитовые отложения зоны прибрежных течений и отложения желобов стока.

Фация глинисто-алевролито-песчаных отложений зоны волнений моря (зона взморья) — литораль (МВ)

Эти отложения зоны волнений моря являются наиболее распространенной фацией среднеюрского комплекса. Фация МВ сложена тонкоплитчатыми, мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами; зачастую отложения этой фации представляют песчано-алевролито-глинистый флиш.

Диагностическими признаками отложений этой фации являются симметричные знаки ряби и мелкая волнистая слоистость (рябь слоистости волнения). Кроме того, песчано-алевролитовые породы имеют плитчатую отдельность, хорошую сортировку и известковисть.

По распределению песчано-алевролитовых и глинистых пород по разрезам и по особенностям текстурных признаков отложения фации зоны волнений можно разделить на две подфации: массивные толстослоистые песчаники и алевролиты с тонкими прослоями глин и тонкоритмичные флишеподобные пачки. В первой подфации песчаники и алевролиты обладают крупными знаками волновой ряби и крупной волнистой, косоволнистой, мульдообразной и перекрестной слоистостью. Длина ряби 5–6 см, амплитуда 2–3 см. Мощность волнистых и косоволнистых серий 1–5 см, слоистость в сериях подчеркнута как изменением гранулометрического состава осадков, так и неравномерным распределением растительного шлама и чешуек слюд. Нередко серийные швы, срезая друг друга под различными углами, образуют перекрестную слоистость. В песчаниках встречаются ядра и обломки раковин морских беспозвоночных и включения гравия и галек из обломков черных сланцев. Отложения этой подфации образовались в самой мелководной, прибрежной части моря, где среда седиментации была сильно динамичной. В результате непрерывного взмучивания и волнения глинистые частицы не оседали на дно, а уносились дальше в открытую часть моря; в прибрежной части накопились только хорошо сортированные частицы песчано-алевролитовых осадков. Во второй подфации (сублитораль) отложения обычно имеют флишеподобный облик благодаря переслаиванию маломощных песчаных и алевролитовых прослоев с глинистыми. Соотношение песчано-алевролитовых к глинам составляет 1 : 1; 1 : 2 и 1 : 3. Слоистость в песчано-алевролитовых прослоях мелкая, пологая, волнистая и линзообразная. Мощность волнистых серий составляет 2–3 см, мощность слойков — 0,5–1 мм; внутри серии слойки параллельны. Слоистость подчеркнута изменением гранулометрического состава пород внутри серии. Величина ряби волнений в алевролитовых слоях рассматриваемой подфации составляет 2–3 см, амплитуда — 1 см.

Нередко в песчано-алевролито-глинистых отложениях хиналугской свиты (Бабачай, Малкамуд, Курмухчай) микроскопически выявляются плохоотсортированные аркозово-граувакковые песчаники и алевролиты, размер зерен которых колеблется в пределах 0,05–0,56 мм. Подобные плохоотсортированные песчано-алевролитовые породы мы также относили ко второй подфации зоны волнений; они образовались в сублиторали в период интенсивных волнений (во время штормов), куда наряду с мелкими частицами заносились и грубые частицы (размером 0,25–0,5 мм). Иногда в отложениях второй подфации встречаются мощные пласты алевролитов (5–12 м) с весьма слабо выраженной волнистой и прерывисто-волнистослоистой структурой. Эти породы часто содержат створки двустворчатых моллюсков (Inoceramus Chlamus, Trigonia).

Отложения данной подфации образовались в более удаленной от берега части моря, где участие волнения в образовании осадков носило периодический характер; благодаря этому на дне водоема накапливались то алевриты, то глинистые илы. Массивные, толстослоистые алевролиты с полого-волнистой и прерывисто-волнистой слоистостью образовались в тех участках мелководья, где при активном привносе терригенных частиц действие волнения на дно носило ослабленный и непериодический характер, поэтому в них накопились более массивные неслоистые алевриты. Ослабленное волновое движение воды на дне при небольшой глубине водоема (10–50 м) благоприятствовало развитию бентоса двустворчатых моллюсков.

Отложения зоны волнения в зависимости от фациального профиля накопления терригенных осадков содержат растительный детрит и шлам различной степени крупности и сохранности, которые участвуют в образовании слоек в волнистых сериях. Причем прибрежные, обычно грубозернистые осадки фации зоны волнения содержат более крупный растительный детрит умеренной сохранности, а во флишеподобных отложениях фации МВ растительные остатки тонко раздроблены и представлены растительным шламом, который полностью фюзенизирован. Слоистость отложений зоны волнения нередко осложнялась текстурой оползания, взмучивания и ходами илоедов, пескожилов.

В мелкозернистых песчаниках и алевролитах, отложившихся в зоне прибоя, встречаются включения гравия и галек, состоящих из кварца, обломков черных сланцев и конкреционных карбонатов. Включения остроугольных черных сланцев были описаны в основании среднезернистых массивных песчаников хиналугской свиты (абразия берегов, клифт). Карбонатные конкреции в отложениях фации зоны волнения встречаются редко и приурочены (как всегда) к подошве массивных песчаников, контактирующих с прослоями аргиллитов. Зачастую эти конкреции небольшого размера, уплощенные, лепешкоподобные; минералогически имеют более сложный поликомпонентный состав (кальцит, анкерит и сидерит). Песчаники и алевролиты, несмотря на хорошую сортировку, имеют полимиктовый состав (%): кварц – 30–50, ортоклаз и микроклин – 18–48, кислые плагиоклазы – 3–8, обломки различных пород – 25–68, мусковит и хлорит – 1,0–1,5. Из акцессорных минералов в единичных зернах встречаются циркон, турмалин, гранат, рутил и апатит.

Отложения фации зоны волнения моря имеют широкое распространение во всех подразделениях среднеюрского комплекса Восточного и Юго-Восточного Кавказа. Их участие особенно велико в строении хиналугской, карадагской и карахской свит. Так, например, 60–70% отложений хиналугской свиты и примерно 40–50% морских отложений карахской свиты сложены осадками фации зоны волнения.

Мощные песчано-алевролитовые и флишеподобные толщи хиналугской и карадагской свит разрезов рек Курмухчай, Джимичай, Бабачай, Карачаи, Цмурчай, Чирахчай, Рубасчай, селений Хиналуг, Чахчах, Курах, верхняя песчано-алевролитовая свита И.А. Конюхова по хр. Лес, рекам Кара-Койсу и Аварское Койсу, свита ленточных алевролитов и глин И.А. Конюхова разведочных площадей Прикаспийской низменности Дагестана образовались в зонах прибоя и волнения моря. В Чечено-Ингушетии отложения фации МВ широко развиты в отложениях карахской свиты Шаро-Аргун и Чанты-Аргун. В зоне антиклинория Главного хребта и Тфанской зоне флишеподобные отложения так называемого аташкаинского горизонта относятся также к фации зоны волнения моря. Мощность отложений фации глинисто-алевролитово-песчаных осадков зоны волнения моря колеблется в пределах 10–230 м.

Фация песчано-алевролитовых отложений зоны прибрежных донных течений моря (МТ)

Песчано-алевролитовые отложения зоны прибрежных течений по сравнению с фацией зоны волнений имеют ограниченное распространение в морских отложениях карахской и хивской свит и больше развиты в отложениях хиналугской свиты. В общем же участие отложений морских течений в среднеюрском комплексе незначительно.

Изучение в осадках косой слоистости и различных скульптурных знаков (механоглифов), вызванных донными течениями, показало, что для ааленских и байосских бассейнов Восточного и Юго-Восточного Кавказа более характерна не только повышенная волновая активность (действие ветров), но и изобилие морских течений; конечно, среди них основное место занимало вдольбереговое донное течение, образовавшее специфические слоистые текстуры и гиероглифы. Отложения зоны донных течений из разрезов среднеюрского комплекса были выделены по следующим генетическим признакам:

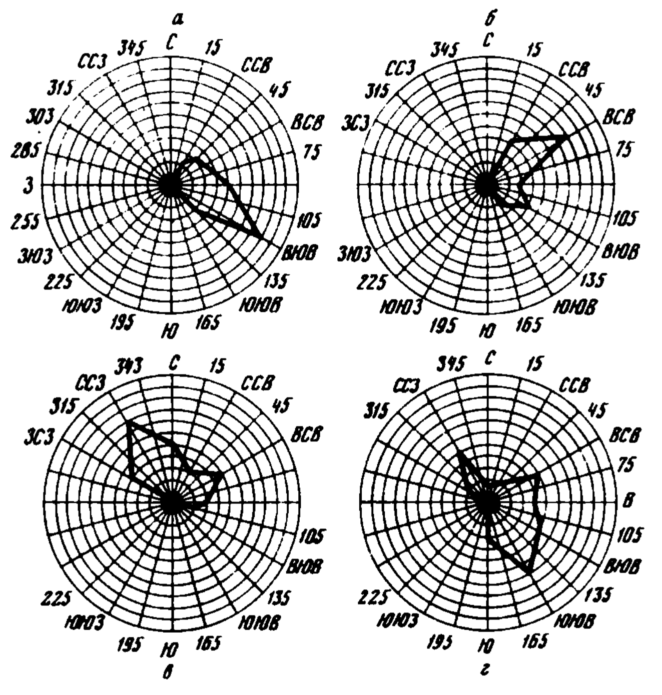
а) косая однонаправленная слоистость, характерная для зоны течения морских отложений; мощность косых серий меняется в пределах 0,2–1,5 м; слойчасть обусловлена изменением размера частиц в косых сериях; мощность слоек колеблется в пределах 0,1–3,0 см, угол наклона слоек составляет 3–15°, слойки расположены параллельно друг другу, либо выполаживаются в основании серии, либо встречаются вогнутые и S-образные слойки; отмечаются косые серии с переменными направлениями косых слоек, подобно тем, которые были описаны Л.А. Ботвинкиной (1962) в угленосных отложениях донецкого карбона и Московской синеклизы; серийные швы косых слоек расположены горизонтально или образуют небольшой наклон по отношению друг к другу;

б) наличие на дне небольших борозд и языковидных углублений, образованных турбулентным потоком и заполненных более грубым песчаным материалом, несомым течением; эти текстурные знаки течения Н.Б. Вассоевичем (1954) именованы тектоглифами; они отличаются от знаков механического внедрения (тербоглифы) более заостренной формой языков, большей вытянутостью и параллельностью; кроме того, для борозд течения характерна не нарушенность формы подстилающих слоек, а только их размыв. Механоглифы типа борозд течения нами описаны в основании массивных песчаников и алевролитов хивской свиты у селений Курах, Кабир, рек Цмурчай, Чирахчай, Уллучай, Гамриозень, в хиналугской свите Кара-Койсу, Кокмачай, Рубасчай, разведочных площадей Дузлак и Даг. огни и в бассейнах рек Карачай, Бабачай, Джимичай, Кишчай, Курмухчай, г. Малкамуд.

По заостренным концам язычков борозд течения произведен замер их азимутов, эти замеры сопоставлены с направлением косых слоек вышележащих песчано-алевролитовых пластов; азимуты язычков струй течения в аргиллитах и косых слоек в песчано-алевролитовых пластах совпадают, в некоторых замерах отклонение составляет 1–2°;

в) изредка отмечавшиеся в косых сериях ростры белемнитов и стебли фоссилизированных растений, заостренные концы которых расположены по направлению косых слоек; по расположению ростров белемнитов в косых сериях И.В. Булачу (1951) удалось определить направление течения в юрских бассейнах Южного Дагестана;

г) хорошая отсортированность песчано-алевролитовых пород зоны течений, содержание фракции 0,1–0,25 мм составляет 70–80%; они известко-



Фиг. 29. Розы-диаграммы направлений косых слойков и слепок борозд размывов в песчаниках хиналугской свиты

а — южный склон Большого Кавказа (р. Курмухчай, г. Малкамуд); *б* — юго-восточное окончание Кавказа (Бабачай, Карачай); *в* — Юго-Восточный Дагестан (Рубасчай, Уллучай, с. Уллучары); *г* — Юго-Западный Дагестан (селения Хосрек, Курах)

висты и, как правило, лишены включений карбонатных конкреций; содержание кварца колеблется в пределах 50—75%.

С целью выяснения распределения господствующих прибрежных донных течений в бассейнах верхнего аалена и байоса Восточного и Юго-Восточного Кавказа выполнены многочисленные замеры направления и углы падения косых слоек по опорным и промежуточным разрезам хивской и хиналугской свит. Составленные розы-диаграммы направлений косых слоек свидетельствуют о том, что в верхнеааленском бассейне вдоль Предкавказской платформы существовали прибрежные донные течения в восточном и юго-восточном направлениях (фиг. 29).

В раннебайосском бассейне в перемещении и разносе песчаных частиц донные течения переменных направлений играли большую роль. Направление течения зависело от геоморфологии древних берегов и подводного рельефа бассейна седиментации. Ведущими направлениями течений раннебайосского бассейна были ЮЮВ на южном склоне и ССВ — в Южном Дагестане (фиг. 29).

Различные мощности косых серий в отложениях прибрежных течений свидетельствуют о том, что энергетическая сила турбулентного потока в различных частях мелководья по времени была различна. В прибрежной части водоема сила течения была большая, поэтому формировались косые серии с мощностью 1,2—1,5 м. В более удаленных от берега частях моря,

где обычно образуются алевролито-глинистые горизонтально-слоистые отложения, формировались маломощные косые серии (15—20 см) среди однородных глинистых пачек. Подобные маломощные отложения течения по простиранию на расстоянии нескольких десятков метров выклиниваются и образуют маломощные песчаные линзы. Как было выше отмечено, мощность отложений течений небольшая и колеблется в пределах 0,5—2,5 м. Как по разрезу, так и на площади эти отложения в зависимости от фациального профиля бассейна сменяют морские отложения зоны волнения и алевролито-глинистые отложения неритовой зоны.

Фация отложений желобов стока (ЖС)

Возможно, что отложения желобов стока в среднеюрском комплексе Восточного и Юго-Восточного Кавказа образовались в результате прорезания сильными продольными (циркулярными) течениями уже уплотнившегося илистого дна. Вследствие этого тонкие глинистые частицы по направлению стока вымывались и уносились течением дальше, а на дне желоба осаждались только грубообломочные осадки, состоящие в основном из обломков конкреций, глинистых катунов и обломков, створок раковин беспозвоночных.

Отложения желобов стока — это прежде всего линзы конкреционных конгломератов среди глинистых отложений хивской и хиналугской свит. Кроме того, в отложениях хиналугской свиты в глинистых пачках изредка встречаются линзы крупнозернистого песчаного пласта мощностью 1,5—2,0 м с включением галек кварца и обломков конкреций. Песчаники обладают горизонтальной и неясной, косоволнистой слоистостью и поверхностью размыва лежат на подстилающих глинистых отложениях. Подобные пласты песчаников мы также отнесли к фации желобов стока. По-видимому, указанные линзовидные песчаники формировались в результате деятельности продольных донных течений, возникших в прибрежной части бассейна. В прибрежной зоне эти течения были загружены крупными частицами и с большой энергетической силой направлялись в центральную часть моря, по пути разгружаясь от несомого ими песчаного материала.

Конкреционные конгломераты, как ясно из раздела стратиграфии, имеют широкое распространение среди алевролито-глинистых отложений хивской и хиналугской свит Северо-Западного, Центрального, Южного Дагестана, а также Тфанской и Тенгинской зон Юго-Восточного Кавказа и, наконец, южного склона Главного хребта (фиг. 28). Хотя конкреционные конгломераты приурочены к глинистым пачкам и слоям, они имеют парагенетическую связь с отложениями зоны течения и находятся зачастую с ними в одних и тех же слоях. По составу отложения фации желобов стока состоят из угловатых обломков или целых карбонатных конкреций, глинистых катышей и раковин беспозвоночных, сцементированных глинисто-карбонатным цементом. Мощность линзовидных песчаников и конкреционных конгломератов составляет 0,5—2,0 м.

Предыдущие исследователи (Алиев, Акаева, 1957; Конюхов, 1959) образование конкреционных конгломератов в глинистых толщах аален—байоса Юго-Восточного Кавказа связывали либо с кратковременным осушением области седиментации, либо же с размывом подводных кордильер.

В наших предыдущих работах распространение конкреционных конгломератов в отложениях байоса мы объясняли тектонической активностью

бассейна седиментации и моретрясением, так как конгломераты и алевролиты с оползневой текстурой встречаются в одних и тех же слоях (Халифа-заде, 1962, 1965). Позже в результате сбора и анализа большого фактического материала по палеогидродинамике среднеюрских бассейнов мы отдали предпочтение в образовании прослоев конкреционных конгломератов поперечным донным течениям. Однако в целом не исключена роль тектонической активности бассейна седиментации и моретрясения в появлении подобных конгломератов. Отложения желобов стока в карахской и хивской свитах Дагестана были выделены В.Т. Фроловым (1965).

В среднем отложения желобов стока составляют 0,5% хивской и 1% хиналугской свит (фиг. 28). Однако, несмотря не незначительную роль фации желобов стока в строении хивской и хиналугской свит, изучение конкреционных конгломератов, помимо решения корреляционных стратиграфических задач, оказало большую услугу для расшифровки палеогидродинамических условий образования среднеюрских отложений. Поэтому места находки конкреционных конгломератов мы нанесли на палеогеографические карты времени образования хивской и хиналугской свит.

Алевролито-глинистые неритовые отложения

Как по текстурным признакам тонкозернистых пород, слоев, характеру органических остатков, так и по данным палеогеографической экстраполяции зона спокойной (удаленной от берега части) седиментации для среднеюрских бассейнов охватывает нижнюю часть континентального шельфа и верхнюю область континентального склона, где глубина осадконакопления колеблется в пределах глубин 50—500 м (неритовая зона).

В зоне спокойной седиментации осадконакопление происходило в условиях отсутствия гидродинамической активности придонных слоев воды. Поэтому образовавшиеся в этой зоне алевролито-глинистые слои обладают однородной и тонкогоризонтальной слойчатостью. Слойчатость обусловлена неравномерным распределением известково-глинистых частиц и органического вещества. Слойчатость в глубоководной зоне среднеюрских бассейнов, как справедливо отмечено А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым (1938) на примере современных глубоководных илов Черного моря, видимо, обусловлена изменением преимущественно климатических факторов. В рассматриваемой зоне из среднеюрских отложений в зависимости от текстуры и состава образовавшихся тонкозернистых осадков и заключенных в них органических остатков были выделены три фации, отражающие специфические условия осадконакопления в средней и нижней частях шельфа и в верхней части континентального склона: алевролито-глинистые отложения моря, глинистые отложения моря, глинистые отложения относительно глубоководной части моря.

Фация алевролито-глинистых отложений моря — эпинеритовая зона (МАГ)

Представлена эта фация пачками и слоями темно-серых аргиллитов с прослоями маломощных алевролитов (5—20 см). Алевролитовые прослои составляют 10—40% мощности отложений данной фации. Характерно отсутствие в породах фации МАГ волнистой или других типов слоистости, обусловленных активной гидродинамикой придонных слоев. Слоистость здесь горизонтальная, тонкая, подчеркнутая неравномерным распределе-

нием алевролито-глинистых частиц и органического вещества. Наличие ритмического переслаивания алевролитов в глинистых слоях, видимо, связано с периодичностью подачи более грубой взвеси благодаря сильным волнениям, штормам в прибрежной части моря.

Алевролиты хорошо отсортированы, слабо или умеренно известковисты, содержат вкрапленники и микроконкреции дисульфида железа; по минералогическому составу они полимиктовые: кварц (40–55%), полевые шпаты (12–28%), обломки пород (8–20%). По сравнению с алевролитами прибрежно-мелководных отложений в алевролитах этой фации наблюдается резкое уменьшение содержания обломков пород. Цемент алевролитов известковистый, известково- и кремнисто-гидрослюдистый.

Аргиллиты содержат разнообразные включения кальцитовых и кальцит-сидеритовых конкреций. Конкрециеносность глинистых пачек иногда достигает 2–3%. На поверхности наслоения отмечаются мелкие обрывки растений (карахская, частично хивская свиты) и растительный шлам плохой сохранности, имеющий фюзенизированный облик (хиналугская свита). Глинистые породы этой фации представлены диоктаэдрическими гидрослюдами с примесью каолинита (до 30%) и хлорита (10–25%). Отложения фации МАГ образовались примерно на глубине 50–100 м.

Как в алевролитах, так и в аргиллитах встречаются створки морских двустворчатых моллюсков: Mytiloides, tancredia Nucula, а из фораминифер установлены остатки милиолид, лагенид, спирилинид и эпстоминид. Мощность алевролито-глинистых морских отложений составляет 40–120 м.

Алевролито-глинистые отложения моря закономерно по разрезу и площади сменяют песчано-алевролитовые отложения зоны волнений и течений моря и глинистые отложения относительно глубоководной части моря.

Фации МАГ имеют широкое распространение в морских отложениях карахской и хивской свит. Не менее широко представлены эти отложения в строении хиналугской, кейванской и карадагской свит. Так, например, 40–50% отложений хивской, кейванской и карадагской свит относятся к данному фациально-генетическому типу (фиг. 28).

Фация глинистых отложений моря — интранеритовая зона (МГ)

Эта фация сложена темно-серыми аргиллитами с оскольчатой, грифелевидной и скорлуповатой отдельностями. В области Главного и Бокового хребтов глинистые породы фации МГ сильно метаморфизованы и пронизаны сетью вторичного кварца и реже кальцита. В результате метаморфизма глинистые породы превратились в сланцеватые аргиллиты (Боковой хребет и Тфанская зона), глинистые и аспидные сланцы (Аттагайская зона южного склона).

Глинистые пачки фации МГ содержат конкреционные включения кальцит-сидеритовых (карахская, хивская свиты), сидерит-кальцитовых (хиналугская) и кальцитовых конкреций. (кейванская свита). Конкреции имеют уплощенные, эллипсоидальные и сферические формы с конкрециеносностью толщ и слоев 0,5–3,0%. Аргиллиты обладают однородной и массивной текстурой, реже встречается тонкая горизонтальная слоистость; мощность слоек 0,3–1 мм. Нередко в аргиллитах отмечаются сантиметровые прослойки алевролитов без выраженной слоистой текстуры. Аргиллиты, как правило, лишены остатков беспозвоночных, следов

илоедных организмов, пескожилов, что, несомненно, связано с большой глубиной седиментации и отсутствием донной аэрации. Развитие бентоса подавлено, изредка встречаются створки стеногалинных пелеципод: Trigonia, chlamus, Inoceramus, редко Leda, Mytiloides. В конкрециях и аргиллитах установлены ядра аммонитов и ростры белемнитов. В аргиллитах широкое развитие получили более глубоководные фораминиферы эпстоминиды, редко встречаются лагениды, спирилиниды, рзаминиды. Растительный шлам в глинах почти бесформенный, непрозрачный, полностью фюзенизирован.

Из аутигенных минералов встречаются шариковидные скопления и бесформенные включения дисульфида железа, микроконкреции, сгустки анкерита, доломита, феррокальцита и кальцита, составляющих иногда 10–15% всей глинистой массы. Тонкая фракция аргиллитов сложена диоктаэдрическими гидрослюдами типа $2M_1$, в незначительном количестве установлен каолинит ($< 10\%$). Содержание хлорита остается высоким (15–30%). Характерно появление смешанослойного минерала типа монтмориллонит-гидрослюда. Судя по текстурным признакам аргиллитов, органическим остаткам и исходя из парагенетической связи фации МГ с другими фациальными комплексами морских отложений, предполагаем, что фация глинистых отложений формировалась в пределах глубин 100–200 м, составляющих неритовую зону. Мощность отложений фации МГ колеблется в довольно большом диапазоне (10–300 м).

Фация морских глинистых отложений имеет широкое распространение в слоях хивской и кейванской свит (фиг. 28). Так, например, 50–60% отложений хивской свиты Самурского антиклинория, Тфанской зоны, Губденского и Сулакского тектонических выступов и Бегимдаг-Текчайской зоны состоят из морских глинистых отложений. Фация МГ принимает большое участие в строении карадагской свиты Чеченского прогиба. В отложениях других стратиграфических подразделений средней юры морские глинистые образования распространены очень мало (фиг. 28). Но по площади они имеют большое распространение и протягиваются на расстояние в десятки и сотни километров. В разрезе их последовательно сменяют алевролито-глинистые и песчано-алевролитовые отложения зоны волнения и течения моря.

Фация глинистых отложений относительно глубоководной части моря — пелагическая зона (МГГ)

В относительно глубоководной части моря она представлена только темно-серыми аргиллитами и их сланцеватыми разностями. Аргиллиты содержат тонкораздробленную растительную пыль и имеют неслоистую массивную текстуру. Следы илоедов и других донных беспозвоночных отсутствуют. В аргиллитах не встречаются прослойки алевролитов. Из бентоса обнаружены только раковины простейших организмов, глубоководные фораминиферы — милиолиды, эпстоминиды и планктонные фораминиферы глобигериниды. Из моллюсков установлены раковины и ядро планктонных головоногих — аммониты и белемниты. Из этих организмов для выделения отложений глубоководных глин хорошими индикаторами являются планктонные фораминиферы — глобигериниды и реже радиоляриды, по трассе распространения которых пришлось нанести глубоководные глинистые отложения на палеогеографическую карту байоса.

Пачка глубоководных аргиллитов зачастую содержит крупные конкреционные линзы с коркой тутенштейна (0,8–2,0 м). Отмечаются также мелкие конкреционные включения кальцитового состава. В составе карбонатных конкреций ведущей конкрециеобразующей фазой являются кальцит и феррокальцит. Отмечаются также микроконкреции и неправильные скопления пирита. Однако дисульфидные конкреции, несмотря на застойные условия седиментации осадков, встречаются меньше, чем карбонатные конкреции. Это факт еще раз подтверждает мнен Н.М. Страхова (1959), что обильная генерация дисульфида железа в илах не зависит от застойности водоема и газового режима придонной воды.

Тонкие фракции аргиллитов фации МГГ сложены диоктаэдрическими гидрослюдами $2M_1$, аутигенными гидрослюдами типа 1М (по данным электронной микроскопии) с примесью хлорита ($<$ 10%) и смешанослойным минералом типа монтмориллонит-гидрослюда. Примесь каолинита почти не регистрируется в аргиллитах этой фации.

Учитывая особенности текстурных признаков, вещественного состава, органических остатков, а также парагенетическую связь с .ругими фациями морских отложений, предполагаем, что фация относительно глубоководных глинистых отложений формировалась в пределах глубин 200–500 м, отвечающих верхней части батиальной зоны континентальный склон).

Морские глубоководные глинистые отложения имеют очень ограниченное распространение в среднеюрском комплексе Восточного и Юго-Восточного Кавказа (фиг. 28). Эти отложения достоверно были установлены в глинистых слоях кейванской свиты Центрального и Северо-Западного Дагестана, Чечено-Ингушетии и Тенгинской зоне Северо-Восточного Азербайджана. Глубоководные глинистые отложения менее достоверно были выделены в хивской свите бассейна рек Кокмачай и Тагирджалчай.

Мощность отложений фации МГГ составляет 60–250 м. На площади они образуют крупную, вытянутую полосу в общекавказском направлении. По разрезу отложения фации МГГ в зависимости от геотектонического режима бассейна седиментации закономерно сменяют глинистые и песчано-алевролитовые отложения морской группы.

Глава 6

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО И ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

Некоторые черты палеогеографии среднеюрской эпохи Восточного и Юго-Восточного Кавказа освещены в работах В.В. Белоусова (1940), Н.Н. Ростовцева (1948), В.Е. Хаина (1950), В.Е. Хаина и Л.Н. Леонтьева (1950), И.А. Конюхова (1956, 1958, 1959), Э.Ш. Шихалибейли (1956), А.Г. Алиева, В.П. Акаевой (1957), Н.В. Живаго (1958), А.И. Шурыгина (1961), В.Н. Шолпо (1964), В.Т. Фролова (1965), В.В. Мокринского (1965) и др.

В данной главе палеогеографические условия среднеюрских отложений рассматриваемой территории освещаются более детально как итог много-

летних стратиграфо-литологических, фациальных, минералого-петрографических, геохимических и специальных палеогеографических исследований (палеогидродинамика, палеотемпература, палеосоленость, палеоклимат и т.д.) с привлечением данных глубокого разведочного бурения, регионально-геофизических работ и данных абсолютной геохронологии о строении и возрасте фундамента Куринского и Прикаспийского прогибов.

Результатом комплексных исследований среднеюрских отложений являются составленные авторами семь фациально-палеогеографических карт в масштабе 1 : 600 000, отображающих необратимую эволюцию физико-географических условий Восточного и Юго-Восточного Кавказа в среднеюрскую эпоху. Фациально-палеогеографические карты в таком аспекте и детальности составлены для среднеюрских отложений исследуемых районов впервые. Палеогеографические карты, составленные нами, по масштабу работ и охвату территории по номенклатуре Г.Ф. Крашенинникова, А.Б. Ронова, В.Е. Хаина (1963) могут быть названы регионально-палеогеографическими. Они составлены по узким стратиграфическим подразделениям, соответствующим переломным моментам геологического развития области.

На палеогеографических картах изображены выявленные авторами 12 фациальных и 10 палеогеографических обстановок и четыре фациальные зоны (по классификации Н.М. Страхова, 1957) или макрофации (по терминологии П.П. Тимофеева, 1970): аллювиально-болотная, лагунно-дельтовая, зона литорали и сублиторали и нерит-пелагическая зона. Фактической основой этих карт является изображение областей современного и древнего денудационных разрезов, выходов и глубокого залегания отложений данного стратиграфического подразделения изученных разрезов с указанием номера разреза, мощностей отложений, а также данные по батиометрии, гидродинамике, палеоклимату и др. Все эти данные позволяют читателю судить о степени палеогеографической экстраполяции и интерполяции, выполненной авторами (фиг. 30 см. вкл.).

В соответствии со сменой ландшафтно-геотектонических и физико-географических элементов бассейнов седиментации и областей денудации среднеюрская эпоха развития Восточного и Юго-Восточного Кавказа разделена на пять палеогеографических этапов: раннеааленский, раннебайосский, позднеааленский, позднебайосский и батский.

Прежде чем приступить к анализу палеогеографических условий образования среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа, необходимо обобщить имеющиеся сведения о возрасте, строении и условиях залегания доальпийских субстратов в пределах Куринской, Прикаспийской и Терско-Сулакской депрессий, которые являлись областями денудации в среднеюрской эпохе Восточного и Юго-Восточного Кавказа.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ЗАЛЕГАНИЯ И ВОЗРАСТЕ ФУНДАМЕНТА В КУРИНСКОЙ ВПАДИНЕ И ПРЕДКАВКАЗЬЕ

За последние 20–25 лет наше представление о строении, возрасте и условиях залегания фундаментов Куринской, Терско-Кумской и Прикаспийской впадин значительно пополнились благодаря проведению большого объема глубокого разведочного бурения, комплекса геофизических работ с широким применением глубинного сейсмозондирования (Грозгеофизика, Азнефтегеофизика, ВНИИГеофизика и КМГР).

Условия залегания фундамента Куринской впадины

В последнее время расшифровке строения и условий залегания фундамента Куринской впадины посвящен ряд обобщающих работ (Цимильзон, 1962, 1966; Гаджиев, 1964; Гаджиев, 1962; Ализаде, Цимильзон, 1968; Мамедов, 1968).

Доальпийский субстрат Куринской депрессии имеет пестрые условия залегания и по сравнению с окружающими ее горными обрамлениями сильно опущен. Фундамент залегает близко к дневной поверхности в области Талыш-Шамхорского субмеридионального выступа (Гаджиев, 1964). Абсолютная глубина его залегания колеблется здесь в пределах 7—14 км (Мамедов, 1968, 1973). Приподнятыми участками альпийского субстрата в Куринской впадине являются также Палантекянские, Севернокировобадские и Эльдарские выступы, а также аномальное гравитационное поле, именующееся Кюрдамирским мостом на востоке, где фундамент залегает на глубине 7 км (Гаджиев, 1964; Мамедов, 1973). Кюрдамирский выступ имеет меридиональное расположение; на востоке и на западе от этого массива установлены глубокие Евлахские и Алибайрамлинские прогибы, где фундамент залегает на глубине 12—14 км. Во внутренней части впадины, в рельефе поверхности фундамента, вырисовываются кулисообразные сочленяющиеся между собой поднятия — Сагореджинское (7—8 км), Эльдарское (7—8 км) Мингечаур-Геокчайское (7—8 км), Кюрдамирское (5—6 км) и Мурадхалинское (6—7 км), Джарлинское (5—8 км).

Последние структуры после 1974 г. пробурены глубокими разведочными скважинами с выявлением промышленного скопления нефти в туфогенно-порфиритовом комплексе турона. Установлены большие стратиграфические несогласия в палеогене, верхнем мелу и юре, впадание целого стратиграфического комплекса в соседних структурах. Наиболее интересные данные были получены по разрезу Саатлинской сверхглубокой скважины (СГ-1), заложенной на Саатлы-Кюрдамирском массиве Куринской впадины. Установлено, что на глубине 3500 м карбонатно-туфогенный комплекс верхней юры лежит на базальтоидной толще среднеюрского возраста мощностью 4500 м. По данным М.М. Раджабова, земная кора в районе Саатлинского массива носит океанический характер.

С запада на восток по рельефу фундамента намечаются следующие поперечные структурные зоны: Казах-Сигнахская зона погружения, Шамхор, Цители-Цхорская зона поднятия и Евлахско-Агджабединский прогиб. Эти поперечные стуктуры впадины находят свое отражение в осадочном чехле. По мнению А.В. Мамедова (1973), в поперечном сечении доальпийский субстрат Куринской впадины имеет грабен-синклинальное строение, а в продольном разрезе разбит на отдельные, относительно приподнятые и опущенные блоки. Таким образом, поверхность фундамента представляет собой мозаику опущенных и поднятых глыб.

В геологическом строении фундамента принимают участие отложения докембрия и частично палеозоя, которые выступают на поверхность на Шамхорском, Локском, Храмском массивах, в зонах юго-западного борта, в ядре Дзирульского массива и на западной окраине Куринской впадины. Эти породы представлены гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, амфиболитами и филлитами докембрия—нижнего кембрия и туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоконгломератами и, наконец, покровами кислых и основных лав верхнего палеозоя. Последние несогласно залегают на докембрийско-нижнекембрийских метаморфиче-

ских породах (Мамедов, 1973). Мощность верхнепалеозойского комплекса в Дзирульском массиве составляет 150–200 м (Адамия, 1968).

По данным И.Д. Цимельзона (1962) и Р.М. Гаджиева (1964), в Прикаспийской низменности Азербайджана и в юго-восточном окончании Кавказа намечается два выступа: Куба-Хачмасский и Дибрар-Яшминский, которые имеют субширотное простирание и разобщены Телаби-Кызыльбурунской складчатой зоной (по данным гравиметрии).

Жесткий фундамент Куринской плиты сочленяется со складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа двумя региональными глубинными разломами (Гаджиев, 1964), которым, по нашему мнению, соответствуют осевые зоны предкавказских краевых прогибов. Северный глубинный разлом, отделяющий фундамент впадины от складчатых сооружений Большого Кавказа, происходит южнее Шемахи через Ахсу, с. Джафарабад (Шекинский район), г. Телави в Кахетии. Фундамент мезокайнозойского чехла Прикаспийской низменности (Куба-Хачмасский и Дибрар-Яшминский выступы) имеет верхнепалеозойскую консолидацию. Допускаем, что, подобно молодой Скифской платформе, они сложены метаморфизованными осадочными породами верхнего палеозоя (герциниды).

Возраст фундамента Куринской впадины

А.В. Мамедов (1968, 1973) на основании обобщения имеющихся в литературе данных утверждает, что фундамент Куринской впадины сложен байкалидами (нижний кембрий). Его мнение базируется на исследованиях В.П. Ренгартена (1940), В.Н. Робинсона (1947), И.И. Бессонова (1950), С.С. Кузнецова (1956), И.С. Красивской (1964). Так, например, по мнению И.С. Красивской, кристаллические породы междуречья Чекем и Малки представлены досилурийским терригенным мелкозернистым комплексом, который состоит из чередований кварц-мусковитовых, кварц-альбит-мусковит-хлоритовых, кварц-мусковит-эпидот-хлоритовых сланцев и кварцитов общей мощностью 7000–8000 м. Возраст толщи кварц-мусковит-хлоритовых сланцев, определенный по глыбе известняка, залегающего среди них со среднекембрийской фауной, является досилурийским (Красивская, 1964).

В настоящее время отсутствие данных глубокого разведочного бурения по фундаменту Куринской впадины не позволяет точно датировать возраст слагающих ее пород. Приходится оперировать методом сравнительного анализа. В частности, допускаем, что породы субстрата Куринской впадины имеют много общего с породами Дзирульского массива и Центрального Кавказа. Дзирульский, Центрально-Кавказский и Ставропольский массивы являются древнейшими поперечными структурами Кавказа, в строении которых принимают участие в основном байкалиды и в меньшей степени — каледониды.

На Центральном Кавказе нижнепалеозойский комплекс известен в бассейнах рек Малка и Баксан; представлен он филлитами, рассланцованными вулканогенными породами, кварцитами, эпидиабазами, катаклазитами. Мощность метаморфической толщи достигает здесь 5000 м и более. Отложения ордовика на Центральном Кавказе отсутствуют, а среднепалеозойские отложения с угловым несогласием лежат на кембрийской метаморфической толще. Силурийские породы развиты в бассейне р. Малка и представлены филлитами и плотными аркозовыми, кварцитовидными песчаниками с прослоями известняков (Робинсон,

1947; 1958). Отложения девона и нижнего карбона распространены на Центральном Кавказе гораздо шире, чем силурийские. Девонские отложения представлены здесь терригенно-вулканогенными породами (2500 м), а нижний карбон сложен терригенно-карбонатными отложениями (4000 м).

С.С. Кузнецова, исходя из малой доли участия палеозойских пород (4,2 против 9,4% докембрийских) в строении Кавказа, а также из особенностей строения палеозойских отложений, отрицает существование геосинклинального режима в течение палеозоя на месте всего Большого Кавказа.

Он допускает, что в палеозое была заложена небольшая геосинклинальная ложбина в полосе, именуемой Передовым хребтом. Палеозойские отложения Передового хребта отличаются умеренным метаморфизмом, малыми масштабами интрузивной деятельности и эффузивных накоплений, что свидетельствует о небольшой величине палеозойской геосинклинали на Кавказе. По мнению С.С. Кузнецова, геосинклинальный желоб Передового хребта заложился в докембрийском субстрате в нижнем палеозое, закончив главнейшую его фазу до среднего карбона. Таким образом, только в строении зоны Передового хребта можно найти геологические доказательства, свидетельствующие о бывшей здесь геосинклинальной обстановке. Перед средним карбоном палеозойская геосинклиналь Передового хребта закрывалась, вновь спаяв распавшийся здесь докембрийский субстрат. Следовательно, к началу юрского периода весь Большой Кавказ представлял собой плитную конструкцию, обширнейшая часть которой являлась археидами с узкой, зажатой в них полосой герцинид. Допускаем, что состав отложений фундамента Куринской впадины имеет много общего с метаморфической толщей Центрального Кавказа. Более того, для определения возраста фундамента Куринской впадины мы использовали данные абсолютной геохронологии. М.М. Рубинштейн (1960) и Ш.А. Адамия (1968) аргоновым методом определили абсолютный возраст слюд из кристаллических сланцев Центрального Кавказа и Дзирульского массива. Измерения, выполненные ими по биотиту из биотитовых сланцев кыртыкской свиты бассейна р. Баксан, дали возраст последних $290 \cdot 10^6 \pm 20 \cdot 10^6$ лет, мусковита из кристаллических сланцев Дзирульского массива – $365 \cdot 10^6 \pm 20 \cdot 10^6$, мусковита из мусковитовых сланцев ущелья р. Малая Лаба – $385 \cdot 10^6 \pm 20 \cdot 10^6$, что отвечает интервалу силур—нижний девон.

Таким образом, по данным М.М. Рубинштейна, кристаллические сланцы Дзирульского массива и Центрального Кавказа имеют силур-девонский возраст (каледониды).

Близкие результаты получены нами по диоктаэдрическим гидрослюдам южного склона и юго-восточного окончания Кавказа. Из анализированных 18 проб диоктаэдрических гидрослюд южного склона 40% относятся к низам карбона и девонскому возрасту. В частности, гидрослюды и граувакковые аркозы, взятые из разреза Малкамуд, дают возраст $347 \cdot 10^6$ лет, с. Гюлех – $330 \cdot 10^6$ р. Калачай – $358 \cdot 10^6$, пл. Нардаран – $304 \cdot 10^6$ (табл. 30).

Диоктаэдрические гидрослюды и полевошпатово-граувакки, отобранные из районов южного склона (Курмухчай, Калачай), относятся к наиболее древнему возрасту. Примерно сходные данные мы находим в работе А.С. Туаева (1968), который определил абсолютный возраст двух проб аркозовых песчаников, взятых из основания Губахской свиты по р. Катехчай, что составляет $240–360 \cdot 10^6$ лет. По данным этого же автора,

абсолютный возраст аркозово-граувакковых песчаников из хиналугской свиты северного склона юго-восточного Кавказа составляет 208–275 · · 10^6 лет. Заслуживает серьезного внимания абсолютный возраст двух проб метаморфических пород, взятых из глыбовых конгломератов основания кимериджа с. Фильфили. Первая проба является ортоклазово-биотитовым кварцитом, внешне очень сходным с филлитами и биотитовыми сланцами, обнажающимися в верховьях р. Баксан Центрального Кавказа (Эльбрусская вулканическая область), а вторая имеет характерную гранобластовую структуру, минералогически состоит из мозаичного кварца – 45–50%; биотита – 35–40%; ортоклаза – 10; альбита – 2; кальцита – 2–3; мусковита – 1; граната – 0,5%. Удлиненные, вытянутые чешуйки биотита плеохроируют по схеме $Ng \approx Nm > Np$. Часто встречаются довольно красновато-бурые чешуйки сильно железистой модификации – лепидомелан. Вторая проба слабо переработана метаморфизмом, сохраняет элементы структуры осадочных пород – известковый кремнистый сланец. Порода Фильфили-12 имеет микролепидобластовую структуру; состоит из окварцованных серицитизированных обломков аргиллитов и алевролитов размером 1,0–1,5 мм и мраморизированных известняков размером 0,5–1,5 мм. Характерны крупные кристаллы кальцита с полисинтетическими двойниками и сетчатыми линиями спайности. Нам кажется, вторая проба по степени метаморфизованности принадлежит более молодым образованиям палеозоя – герцинидам. Таким образом, исходя из наших петрографических данных, с некоторой условностью допускаем, что в строении мезозойского субстрата южного склона наряду с байкалидами, возможно, принимают участие и герциниды. Абсолютный возраст их составляет $340 \cdot 10^6$ и $350 \cdot 10^6$ лет, что указывает на среднепалеозойский возраст мезозойского субстрата Южного склона.

Большинство проб гидрослюд из площади Нардаран относится к верхнепалеозойскому возрасту. Нам кажется, более молодой возраст ряда проб гидрослюд средней юры Юго-Восточного Кавказа обусловлен потерей аргона при экспериментальных измерениях на реакторе, а также, возможно, смещением разновозрастных материалов, сносимых с Куринской плиты, из внутренней области размыва и Среднекаспийского свода Скифской платформы. По данным абсолютной геохронологии, средне- и частично верхнепалеозойский возраст метаморфических пород Центрального Кавказа, Дзирульского массива, а также среднеюрских гидрослюд и метаморфических пород Южного склона обусловлен, видимо, одной и той же причиной, а именно глубокой переработкой пород фундамента каледонской и герцинской складчатостями. Абсолютный возраст слюд и гидрослюд пород фундамента фактически отражает возраст их метаморфизма. Таким образом, вслед за рядом исследователей (Кузнецов, 1956; Мамедов, 1973) с некотрой осторожностью можно утверждать, что фундамент Куринской впадины сложен байкалидами. В строении фундамента Южного склона, возможно, участвуют и герциниды.

Условия залегания фундамента Прикумской и Терско-Сулакской низменностей

Фундамент Прикумской низменности залегает неглубоко и пробурен многочисленными разведочными скважинами на площадях Ачикулаки, Озек-Суат, Зимняя Ставка, Джанай, Южно-Сухокумская, Восточно-Сухокумская, Бажиган, Буйнакская, Душетская.

В пределах Центрального Предкавказья и Северного Каспия фунда-

мент под мезокайнозойским чехлом имеет пестрые условия залегания и состоит (с севера на юг) из следующих крупных структурных элементов: Прикаспийская синеклиза, Манычский прогиб (Манычский авлакоген по С.С. Самедову, 1969), вал Карпинского, Прикумский сложный вал (Мирзоев, 1978) и платформенный склон предгорного прогиба, осложенный также системои валов (Сулакское перикратонное опускание по С.С. Самедову); в акватории Каспийского моря и за Каспием выделяются Среднекаспийские и Красноводские своды (Бурштар, 1960).

Новые данные о строении и возрасте фундамента Скифской платформы обстоятельно рассматриваются в работе А.И. Летавина (1978).

Палеозойский субстрат близко залегает к дневной поверхности в зоне вала Карпинского и по направлениям Ставропольского й Центрально-Кавказского кристаллических массивов. В этих же направлениях выпадают из разрезов пермотриасовые юрские и меловые отложения. В Центральном Предкавказье и в сторону Кизлярского залива древний субстарт относительно глубоко залегает под мезокайнозойским и пермо-триасовым чехлами.

В последние годы фундамент в Терско-Прикумской области был вскрыт большим количеством скважин на площадях Мектебской и Серафимовско-Курганамурской зон, а также в Дагестанской части на площадях Граничной, Бажиган, Майской, Леваневской, Агасиевской, Эмировской и Сухокумской. Результаты этих работ обобщены в работе Д.А. Мирзоева, Ф.Г. Шарафутдинова и др. (1978).

В Прикумской области породы карбона представлены темно-серыми глинистыми сланцами, которые часто серицитизированы и окварцованы песчано-алевролитовыми породами, мраморизованными известняками, кремнисто-серицитовыми сланцами.

Характерной особенностью их является значительная метаморфизация (изменение пород находится на стадии метагенеза) и дислоцированность (углы падения от 25—45 до 80—90°).

Наибольшим количеством скважин палеозойские отложения вскрыты на площади Граничной в юго-западной части Равнинного Дагестана, где они залегают на глубинах 3710—3920 м и перекрываются несогласно отложениями неокома и мальма.

В погруженных зонах Прикумской области фундамент несогласно перекрывается более древними горизонтами перми, триаса, характеризующимися большими мощностями. Самыми восточными участками, на которых вскрыты отложения карбона, являются площади Северо-Кочубеевская, Кочубей и Душетская, где под терригенно-карбонатными породами нижнего триаса и перми вскрыты метаморфизованные окварцованные песчаники и алевролиты с обильными включениями углистых остатков. В Прикумской области внутри отложений фундамента вскрыто несколько самостоятельных гранитных массивов. В частности, они были вскрыты на Каспийской, Кумбаторской, Стальской, Русский Хутор, Южно-Буйнакской, Мартовской и Восточнопесчаной площадях. На склонах гранитных массивов и выступов в верхнепермских отложениях образовался шлейф типичных аркозовых песчаников и гравеллитов, сложенных на 70—80% полевыми шпатами. Допускаем, что рассматриваемые гранитные выступы связаны верхнепалеозойским интрузивным магматизмом.

В раннем палеозое Предкавказье составляло часть Русской платформы, а в среднем палеозое для него характерны геосинклинальный режим с морскими условиями седиментации. С раннего карбона под действием судетской фазы складчатости в Предкавказской геосинклинали про-

изошел общий подъем и образовалась связанная с ним складчатость. Начиная со среднего карбона на всей территории Предкавказья снова установилась устойчивая морская седиментация. В начале поздней перми море отступило из всей области Предкавказья, верхнепалеозойские осадки были деформированы и собраны в складки, произошло внедрение в осадочную толщу кислых интрузивных тел. В позднепермское и триасовое время образовался ряд платформенных структур — Прикумский сложный вал, Озек-Суатский выступ, вал Карпинского, а также глубокий грабенообразный Манычский прогиб.

Таким образом, новейшие результаты бурений и геофизических работ дают возможность сделать вывод, что в ааленский век Центральное Предкавказье представляло собой область денудации, а в байосский в результате трансгрессии и изменения ландшафтно-тектонического плана суша сохранилась лишь в зоне Сулакского массива и Среднекаспийского свода.

Возраст фундамента Прикумской и Терско-Сулакской низменностей

Фундамент Предкавказья в настоящее время пробурен более чем на 80 разведочных площадях. Собран большой керновый материал, который обработан палинологами С.Н. Наумовой, М.Ф. Жарковой и частично К.И. Плисовой, Э. Вальц и О.П. Ярошенко.

В строении фундамента наиболее древние породы выявлены на южном склоне Ставрополья, — на площади Ипатовское. Эти породы вскрыты в интервале глубин 2012–2339 м. М.Ф. Жаркова обнаружила здесь споры подгрупп Eurysontriletes sp., Leiotpiletes sp., Trachitriletes sp., Trematoronotriletes sp., Diethyotriletes sp., Lophoronotriletes sp., Hymenozonotriletes sp. и считает вмещающие их отложения каменноугольными.

С.Н. Наумова, изучавшая эти же отложения, дополнительно обнаружила следующий комплекс спор: Archacoztriletes parvibasilaris Naum, Zophotriletes rotundus Naum. Leotriletes rotundus Naum., Archalozontriletes basilaris Naum., на основании чего считает вмещающие отложения верхнедевонскими. Отложения фундамента здесь представлены темно-серыми и почти черными серицито-хлоритовыми, карбонатно-серицитовыми сланцами.

На площади Красный Камышанник в фундаменте обнаружены бурые сланцеватые аргиллиты и красноцветные серицитовые сланцы, возраст которых М.Ф. Мирчинком, Н.А. Крыловым и А.И. Летавиным (1963) по аналогии с верхнекарбоновыми отложениями Центрального Кавказа был датирован как верхнекарбоновый.

В Восточном Предкавказье отложения верхнего карбона и нижней перми вскрыты многочисленными скважинами в Озек-Суатском и Зимнеставкинском поднятиях, а также отдельными скважинами в пределах Прасковейской, Ачикулакской и Правокумской площадей. На площади Озек-Суат вскрытая часть верхнего палеозоя представлена двумя литологическими типами толщ — песчано-глинистыми и карбонатными комплексами. В песчано-глинистом комплексе песчано-алевролитовые породы серые, темно-серые, имеют полимиктовый, граувакковый состав с кремнисто-серицитовым цементом. Глинистые породы фундамента Озек-Суата представлены кварц-серицитовыми и кремнисто-серицитово-хлоритовыми сланцами. В карбонатном комплексе субстрата породы сложены органогенно-обломочными известняками, состоящими из перекристаллизованных раковин остракод, фораминифер, члеников криноидей,

игл морских ежей и других организмов. М.Ф. Манукалова-Гребенюк в шлифах органогенных известняков определила Nodosaria geinitari Reuss. N. oseksuata man. С.Н. Наумова в серицитовых сланцах обнаружила споры Leiotriletes inemis Naum, Archaeosonotriletes saturni Naum., Leiotriletes platyrugesus Naum., Rerisaccus primigenius Naum, P. ovalis Naum. На основании этих палинологических данных возраст фундамента Озек-Суатского массива определялся С.Н. Наумовой верхнекарбоновым. А.Я. Дубинский (1960) считает, что песчано-сланцевая толща фундамента имеет верхнекарбоновый, а карбонатный комплекс – нижнепермский возраст. Аналогичный возраст имеют отложения фундамента в локальных структурах вала Карпинского и Озек-Суат-Сухокумского вала.

Наши данные по абсолютному возрасту среднеюрских гидрослюд также подтверждают результаты спорово-пыльцевого анализа, дающего верхнепалеозойский возраст фундамента Предкавказья. Так, например, абсолютный возраст диоктаэдрических гидрослюд и полевошпатово-граувакковых песчаников, взятых из отложений карахской и хивской свит Кара-Койсу, хр. Салатау и р. Рубасчай, составляет 220–280 · 10^6 лет; это свидетельствует о том, что среднеюрская толща Дагестана образовалась благодаря размыву верхнепалеозойских пород Предкавказья (табл. 30). Одно обстоятельство, а именно нахождение в аллювиальных отложениях карахской свиты бассейнов рек Аварское Койсу и Кара-Койсу крупных обломков филлита (10×4 см), натолкнуло нас на мысль, что фундамент Терско-Сулакской низменности имеет гетерогенное строение.

Как ясно из изложенного, в целом возраст фундамента Предкавказья верхнепалеозойский, однако, судя по находкам обломков филлита в аллювиальных отложениях карахской свиты, прилегающих к Сулакской низменности районов, допускаем, что фундамент мезо-кайнозойского чехла Сулакской низменности, подобно фундаменту Куринской впадины, состоит из более древних метаморфических пород докембрийского возраста. Этот вывод в некоторой степени подтверждается выходами эопалеозойских пород Красноводского полуострова, где, по данным П.Н. Куприна, М.К. Мирзаханова (1962) и В.Д. Корнева и др. (1962), нижнемеловые отложения трансгрессивно залегают на метаморфические породы докембрия.

Допускаем, что Кара-Богаз- Гольский срединный массив (Мокринский, 1965) эпикаледонской платформы занимает более крупную территорию и, простираясь через Средний Каспий до Сулакской низменности, образует жесткий гомогенный фундамент. Этот срединный массив в юрское время имел положительную структуру и интенсивно размывался.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Тоарский век

По данным В.Е. Хаина, Л.Н. Леонтьева (1947), В.Е. Хаина (1950), Н.Н. Ростовцева (1948), в лейасе территория Восточного и Юго-Восточного Кавказа представляла собой морской бассейн Средиземноморской геосинклинали, здесь происходило декомпенсированное прогибание и накапливались преимущественно тонкозернистые осадки. В раннем тоаре в результате ослабления прогибания и усиления восходящих движений

происходит обмеление бассейна седиментации с образованием в зоне Главного хребта мелких островов. В связи с этим в раннем тоаре в зоне Главного хребта (Мазачай, Ахтычай) формировалась мощная песчаная толща (хновская свита). По материалам Д.В. Голубятникова (1940), И.Д. Филимонова (1940) и В.М. Паца (1938), мелководные глинисто-песчаные отложения накопились и в зоне Бокового хребта (верховья рек Андийское и Аварское Койсу). По новым стратиграфическим данным В.Б. Агаева (1979), в раннем тоаре полоса мелководных песчаных отложений простиралась и на западной части Южного склона Большого Кавказа.

О палеогеографических условиях позднего тоара в нашем распоряжении имеется больше данных благодаря более широкому распространению верхнетоарских отложений в Дагестане, которые в бассейнах рек Ахтычай, Кара-Койсу и Андийское Койсу стали объектами наших исследований. Нами выяснено, что в зоне Главного хребта состав верхнетоарских отложений (слюдисто-сланцевая свита Э.Ш. Шихалибейли) является более тонкозернистым по сравнению с нижне- и среднетоарскими отложениями (хновская свита) и намечается фациальная зональность осадков в северо-восточном направлении. Тонкозернистый состав верхнетоарских отложений свидетельствует о том, что в позднем тоаре усиливались нисходящие движения и расширялись границы бассейна седиментации в северо-восточном направлении. Огрубение песчано-глинистых отложений в северо-восточном направлении указывает, что в позднетоарское время источником сноса терригенного материала была Предкавказская суша. Восточная граница позднетоарского бассейна примерно проходила по меридиану Дербент, Махачкалу, Грозный. В этот век в зоне хр. Сурфунъял и бассейне р. Кара-Койсу формировались глинисто-песчаные отложения мощностью 1500–2000 м, что свидетельствует о гористом и расчлененном рельефе Предкавказской суши. В зоне Прикаспийской низменности Дагестана, по-видимому, формировались лагунно-дельтовые отложения с признаками угленосности. Образование в области Главного хребта глинистых толщ, обогащенных слюдами и хлоритом, говорит о том, что эта толща формировалась благодаря размыву докембрийских метаморфических толщ — мусковит-хлоритовых и биотитовых сланцев Куринской плиты, ибо Предкавказская суша находилась далеко от этого места, к тому же в строении эпигерцинской платформы подобные породы отсутствуют. В позднетоарское время областью максимального прогибания является зона Сурфунъялского хребта, где мощность песчано-глинистых отложений верхнего тоара составляет около 2000 м (Фролов, 1965).

Верхнетоарский бассейн Восточного и Юго-Восточного Кавказа по косвенным данным является нормально морским, где наряду со стеногалинными пелециподами обитали аммониты, белемниты, брахиоподы, даже иглокожие.

Климат Восточного и Юго-Восточного Кавказа в тоарский век был влажным субтропическим. Об этом свидетельствует наличие угленосных отложений в строении лейаса Северного Кавказа (Баксанские и Кубанские месторождения). По данным В.А. Вахрамеева и Р.А. Басиной (1962), в лейасе Кавказа и других районов юга СССР были широко распространены цикодофиты и теплолюбивые папоротники. Палеотемпературные исследования Р. Бауэна (Bowen, 1962), П. Фрица (Fritz, 1965) также показывают, что климат тоарского века на юге Германии, Франции и Швейцарии был теплым и температура морской воды составляла 24–28°. Климат Кавказа в тоарский век должен был быть более теплым, посколь-

ку он находился в более низких широтах, к тому же в позднем тоаре в результате расширения и углубления бассейна его связь с Тетисом улучшилась, что способствовало смягчению и улучшению климата. Теплый и влажный климат тоарского века на Кавказе косвенно доказывается также высоким содержанием кварца, обломков кварцитов и кремнистых пород, кремнистых сланцев и низким содержанием ортоклаза и кислых плагиоклазов в песчаниках верхнетоарских отложений зоны Главного хребта (см. табл. 16).

Палеогеография раннеааленского этапа развития (время образования карахской свиты)

В раннеааленский век в результате усиления восходящих движений в ландшафтно-тектоническом плане Восточного и Юго-Восточного Кавказа происходят существенные изменения. В зоне Главного и Бокового хребтов возникает мелководное море с отдельными островами в осевой зоне Главного хребта, а в Восточном Дагестане появилась заливавшаяся временами приморская аллювиальная равнина в результате стабилизации прогибания Дагестанской субгеосинклинали (Мокринский и др., 1965). На территории Восточного Предкавказья и Среднего Каспия возникают горные цепи, имеющие субширотное простирание (фиг. 30,*а*). Допускаем, что на рубеже тоара и аалена в результате усилений вертикальных движений была приподнята также Куринская плита, которая соединилась с Дзирульским массивом, образуя субширотную сушу с холмистыми возвышенностями. Ориентировочная граница северной суши проходила на несколько десятков километров севернее населенных пунктов Худат, Ялама, Дербент, Даг. огни; вблизи г. Каспийска она принимала субширотное направление и находилась южнее Хасавюрта и Гудермеса. Юго-западная граница бассейна седиментации примерно проходила несколько южнее городов Шемаха, Исмаиллы, Варташен, Шеки.

Основные черты палеогеографии раннеааленского этапа развития Восточного и Юго-Восточного Кавказа рассматриваются на базе изучения отложений карахской свиты, которая имеет более сложное строение и состоит из следующих литолого-стратиграфических подразделений низшего порядка: нижнекарахская, среднекарахская и верхнекарахская подсвиты, представляющие собой крупные макроциклы. Нижняя часть циклов сложена грубозернистыми песчано-алевролитовыми породами аллювиального, дельтового и прибрежно-морского генезиса. А верхняя часть представлена более тонкозернистыми отложениями лагунно-морского генезиса (Султанов, Халифа-заде, 1962).

Циклическое строение карахской свиты обусловлено крупными колебательными движениями с переменным преобладанием то восходящего, то нисходящего движений. В целом за время образования карахской свиты произошло 3 восходящих и 2 нисходящих движения, которые обусловили образование в Южном Дагестане толщ А, Б, В, Г и Д. Палеогеографические условия образования отложений нижнекарахской и среднекарахской подсвит очень сходны между собой и отличаются только в деталях[1]. Поэтому основные черты палеогеографии раннеааленского века были отражены на двух фациально-палеогеографических картах, составленных для времени образования среднекарахской и верхнекарахской подсвит (фиг. 30 (см. вкл.), 31). Палеогеографические условия

---

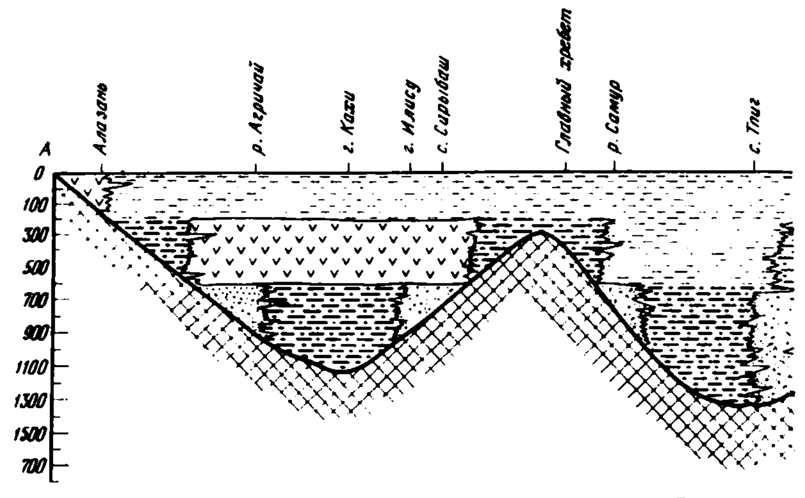
[1] Условные знаки к палеогеографическим картам и профилям даны на фиг. 30.

раннеааленского этапа развития будут охарактеризованы здесь на основании материалов карт среднекарахской подсвиты (фиг. 30).

Фациальная обстановка в раннеааленский век носит пестрый и разнообразный характер. На современной территории Сланцевого Дагестана и Третичного предгорья существовала приморская аллювиальная равнина, где преимущественно формировались аллювиальные, болотные, озерно-лагунные и дельтовые отложения. Судя по контурам распространения аллювиальных отложений и азимутам падения косых слоек, а также по косым сериям аллювиальной толщи, равнина была прорезана сетью двух рек, имеющих хорошо разработанную долину. Первая речная сеть простиралась в юго-западном направлении (ЮЮЗ–220°), водосбором которой являлась Среднекаспийская суша (фиг. 30). Исходя из распространения в отложениях карахской свиты Юго-Восточного Дагестана полевошпатово-кварцево-граувакковой ассоциации при заметном содержании обломков эффузивов и фемических минералов (2–4%), допускаем, что в раннеааленский век из Среднекаспийского свода размывались в основном метаморфизованные осадочные породы и частично эффузивы верхнего палеозоя или же нижнего мезозоя, а также кристаллические сланцы (см. фиг. 9). Вторая речная сеть находилась в Северном Дагестане и простиралась в южном и юго-западном направлениях, водосборной площадью для которой служили Сулакские и Озек-Суатские массивы. Не случайно обломки филлитов были найдены именно в аллювиальных отложениях карахской свиты в бассейнах рек Аварское Койсу и Кара-Койсу, поскольку тогда северная древняя река, помимо метаморфизованной осадочной толщи верхнего палеозоя, дренировала докембрийские метаморфические породы Сулакского массива.

Выделение пойменного аллювия в карахской свите хр. Салатау и р. Аварское Койсу и смена его выше по разрезу углистыми осадками торфяных болот свидетельствуют о том, что ааленские реки Восточного Кавказа имели хорошо разработанные долины; в теплое время года происходили разливы рек, и в поймах образовался пойменный аллювий. В зимнее время года благодаря незначительному количеству атмосферных осадков и уменьшению стока реки питание поймы водой и твердым стоком прекратилось. Начиная с этого времени поймы превращаются в старицы, в которых в небольшом масштабе происходило торфонакопление (линзовидные, угольные пласты хр. Салатау, рек Аварское Койсу, Кара-Койсу).

В результате частых набегов моря на приморскую аллювиальную равнину (об этом свидетельствует чередование аллювиально-болотных, лагунно-дельтовых отложений с прибрежно-морскими отложениями с остатками двустворчатых моллюсков и аммонитов) наземная часть реки захоронилась среди прибрежно-морских и лагунных отложений или, наоборот, в результате усилений восходящих движений снова вырисовывался прежний ландшафт. При регрессии моря в пониженных участках приморской равнины образовались реликтовые озера и опресненные лагуны, в них происходило накопление тонкозернистых озерных и лагунных отложений с остатками эвригалинных и других угнетенных двустворчатых моллюсков (Mytiloides, Tangredia и Nucula). В дальнейшем при ослаблении питания реликтовых озер грунтовыми и поверхностными водами они зарастали влаголюбивыми болотными растениями (хвощевые заросли) с последующим превращением их в торфяные болота. Болотные условия создавались кратковременно также на лагунно-заливном побережье и в низовьях наземной части дельты (фиг. 30).

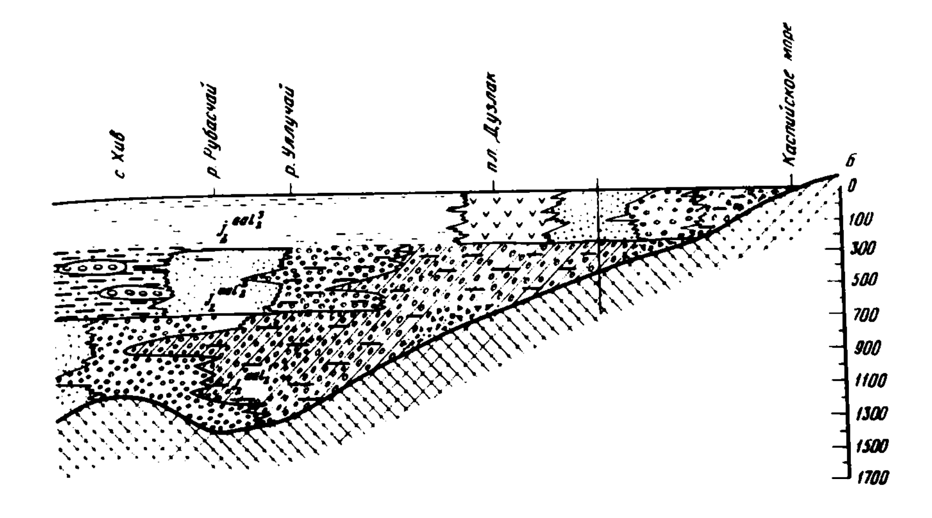


Фиг. 31. Литолого-фациальный профиль верхнеааленских отложений Дагестана и Северного Азербайджана (по линии АБ). Масштаб 1 : 250000

Между областью нормально-морской седиментации (зоны волнений и течений) и приморской аллювиальной равниной формировались наиболее песчаные отложения (песчаные толщи рек Цмурчай, Чирахчай, Кокмачай, Казикумухское Койсу и т.д.), сложенные породами песчаных выносов рек, отложениями бар, кос и пересыпей. Судя по мощностям косых слоев и косых серий и по азимутам падения косых слоек, в этой зоне существовал активный и сложный гидродинамический режим; благодаря непрерывному выносу тонкозернистых частиц из этой зоны в открытую часть моря здесь формировались мощные пласты чистых, хорошо отсортированных песчаных осадков (сахаровидные песчаные толщи с песчанистостью 85–90%). Наличие в дельтовых песчаниках р. Чирахчай разнонаправленной, веерообразной слоистости показывает рассекание речных вод в разных направлениях при впадении их в бассейн седиментации. На текстуру песчаных пластов наложило определенный отпечаток также взаимодействие течений речных и прибрежных морских вод, действовавших во взаимно перпендикулярных направлениях (фиг. 30).

Незначительная полоса грубозернистых прибрежно-морских отложений, выделенных в зоне Главного хребта (комковато-песчаниковая свита, по Э.Ш. Шихалибейли, и аташкаинская свита, по Л.А. Гречишкину, из районов Ахты и Куруш), обязана своим происхождением архипелагу мелких островов, кратковременно возникших на этом участке примерно на рубеже верхнего тоара и аалена, а также нижнего и верхнего аалена в результате усиления восходящих движений. На остальных территориях Дагестана и Северного Азербайджана в раннеааленский век образовались песчано-алевролито-глинистые отложения зоны волнений и течений моря. Алеврито-глинистые неритовые отложения формировались лишь в области юго-восточного окончания Кавказа, Западном Азербайджане и Кахетии (фиг. 30).

Соленость раннеааленского бассейна была близка к норме, об этом свидетельствует широкое распространение в отложениях карахской сви-



ты аммонитов, белемнитов, кое-где брахиопод и ряда стеногалинных пелеципод (Chlamus, Trigonia, Inoceramus и др.). В северо-восточной части раннеааленского бассейна, где формировалась паралическая угленосная толща, благодаря интенсивному стоку пресных вод и прочих фациальных условий соленость была значительно ниже нормы. В пользу этого вывода говорит родовое однообразие и угнетенность встречающихся в лагунно-морских отложениях бассейнов рек Чирахчай, Рубасчай, Кара-Койсу, с. Уллучара раковин двустворчатых моллюсков (Mytiloides, Tangredia и Nucula). О сильной опресненности водоема на этом участке свидетельствует также то, что толщи с эвригалинными двустворчатыми моллюсками чередуются с пластинами углей и углистых пород. Поиски раковин фораминифер в аргиллитах карахской свиты Восточного Дагестана оказались тщетными, были обнаружены только единичные ячеистые створки остракод (Москаленко, 1961).

Пониженная соленость Восточного Кавказа раннеааленского бассейна подтверждается также некоторыми геохимическими показателями (табл. 37). Так, например, содержание хлора в "свежих" глинах с площадей Эльдама, Даг. огни (самые верхи карахской свиты) составляет 0,015 и 0,01%. В пробах, взятых из обнажений (р. Бабачай), концентрация хлора в несколько раз больше и составляет 0,054%. По данным Л.А. Гуляевой (1951, 1954), сотые доли процента хлора в глинах характерны для опресненных, соленоватоводных водоемов геологического прошлого. Низкое содержание хлора в глинах карахской свиты в некоторой степени согласуется также с незначительным содержанием бора (табл. 37), являющегося типичным гидрофильным элементом, чутким индикатором солености.

В настоящее время надежным показателем глубины бассейна в мелководье являются зеленые, багровые и бурые водоросли. К сожалению, водоросли в среднеюрских отложениях никем не были изучены. Поэтому мы были вынуждены дать приближенную оценку глубины седиментации осадков по текстурным признакам и биоглифам песчано-алевролитовых

Таблица 37

Распределение хлора и бора в глинах среднеюрских отложений Прикаспийской низменности, % на сухую породу

Район	J_{1-2}^{kr}		J_2^{sd}		J_2^{chnl}		J_2^{kw}	
	Cl	B	Cl	B	Cl	B	Cl	B
Эльдама	0,015 (5)*	–	0,07 (4)	0,025 (2)	0,08 (4)	0,02 (4)	–	–
Дузлак	–	–	–	–	0,18 (11)	0,03 (5)	–	–
Даг. огни	0,01 (3)	0,005 (2)	0,06 (4)	0,009 (5)	0,23 (11)	0,025 (3)	–	–
Хошмензил	–	–	–	–	0,18 (12)	0,041 (3)	–	–
Ялама	–	–	–	–	0,044 (15)	0,035 (8)	0,53 (5)	0,02 (3)
Нардаран	–	–	0,41 (6)	0,036 (2)	0,52 (10)	0,0085 (3)	–	–
Бабачай	0,054 (16)	0,026 (4)	0,43 (60)	–	0,47 (9)	0,065 (3)	0,48 (4)	–
Джимичай	–	–	0,37 (10)	0,021 (4)	0,48 (18)	0,068 (3)	–	–
Среднее по свитам	0,025	0,015	0,26	0,023	0,27	0,032	0,51	0,01

* В скобках дано количество анализов.

и глинистых пород. Как ясно из размещения фациальных обстановок на палеогеографической карте, раннеааленский бассейн является мелководным. При этих условиях волнение и течение могут образовать специфические текстуры лишь до глубины 50 м. Во всех изученных районах распространения карахской свиты (Северо-Западный Дагестан, Чечено-Ингушетия, зоны Самурского, Тфанского антиклинориев, район с. Куруш и т.д.) в песчано-алевролитовых прослоях отчетливо наблюдается волнистая и косоволнистая текстуры, а в глинах – следы илоедов и фукоидов; поскольку волнение и течение в мелководных водоемах могут образовать подобные текстуры до глубины 50 м, то можно предполагать, что образование осадков карахской свиты этих районов происходило на глубине 50–100 м. Только в областях юго-восточного окончания Кавказа, в Западном Азербайджане и Кахетии, соответствующих открытой части раннеааленского бассейна, можно допустить формирование алевролито-глинистых осадков ниже действия волнения и прибрежного течения в пределах глубин 100–200 м.

Раннеааленский бассейн Восточного и Юго-Восточного Кавказа отличался активной гидродинамикой. Об этом свидетельствует хорошая отсортированность песчано-алевролитовых пород в мелководье, широкое распространение в песчаниках карахской свиты знаков ряби и волнисто-слоистой, перекрестной и мульдообразной слоистости. Волнение зачастую охватывало всю толщу воды, благоприятствуя развитию на песчанистых и илистых грунтах бентоса, особенно фораминифер, илоедов и фукоидов.

В северо-западной и центральной частях бассейна (многочисленные замеры косых слоек в верхах среднекарахской и верхнекарахской под-

свит рек Андийское Койсу, Аварское Койсу, Кара-Койсу и Казикумухское Койсу) прибрежное донное течение проходило вдоль песчаного барьера в переменных направлениях ЮЮВ и ССЗ (фиг. 30). В отложениях среднекарахской свиты р. Чирахчай в песчаниках прибрежно-морской и дельтовой толщи падение косых слоек происходит в юго-западном направлении, это указывает на наличие поперечного течения, являющегося, видимо, продолжением речных стоков.

Формирование больших мощностей в Дагестане в раннеааленском веке (2000—3000 м) и преимущественно грубозернистый состав отложений карахской свиты свидетельствуют о том, что Предкавказская суша охватывала большую территорию (Средний и Северный Каспий, Кумская и Терско-Сулакская низменности) и имела гористый рельеф. По методу А.Б. Ронова (1961) была вычислена приблизительная средняя высота Предкавказской платформы в среднеааленский век, которая составила 1625 м. Судя по наличию крупных сидеритизированных стволов деревьев с диамером 0,4—0,5 м и длиной 1,5—2,0 м в аллювиальных отложениях карахской свиты р. Кара-Койсу, склоны раннеааленских гор Предкавказья были покрыты рощами хвойных, папоротников, цикадовых и т.д.

Южная Куринская суша имела сравнительно небольшой размер (100—150 км в ширину) и субширотное простирание в сторону Северного Ирана. Южная суша в раннеааленский век представляла собой холмисто-возвышенную территорию высотой примерно 680 м (табл. 38).

Приблизительная скорость накопления осадков в раннеааленском бассейне при определении времени образования карахской свиты ($4 \cdot 10^6$ лет) составляет 37 см за 1000 лет, что подтверждает котловинный (геосинклинальный) тип раннеааленского бассейна и расчлененный горный характер окружающего бассейн материка. По скорости накопления осадков раннеааленский бассейн Кавказа можно сравнить с Черным, Охотским и Японским морями (Сакс, 1951; Страхов, 1954, 1970).

На основании палеоботанических данных В.Д. Принады, В.А. Вахрамеева, Р.А. Васиной (1959), В.П. Фролова (1965), палинологических исследований О.Т. Ярошенко (1965) и наших минералогических и геохимических исследований допускаем, что климат Восточного и Юго-Восточного Кавказа в нижнеааленский век был влажным субтропическим (Халифа-заде, 1957, 1968, 1970; Фролов, 1965). Из палеофлористических определений растений из угленосной толщи Дагестана (В.Е. Вахрамеев и Р.А. Васина, 1959) был сделан вывод, что в раннеааленский век на территории Восточного и Юго-Восточного Кавказа была развита кустарниково-древесная мезофитная растительность, унаследованная от нижнеюрской эпохи. В макрорастительных остатках были обнаружены все группы растений, характерные для нижне- и среднеюрских эпох: папоротники, хвойные, цикадофиты и хвощевые. Среди этих групп доминирующее место занимали цикадофиты и папоротники, отличающиеся многочисленностью и видовым разнообразием. Из саговых ведущее место занимает род Nilsonia, а из беннетитовых — роды Williamsonia Pterophyllum, Taenopteris, Ptilophyllum. Среди папоротников наряду с обычными представителями родов Coniopteris, Cladophlebus присутствуют представители теплолюбивых папоротников из семейства Matoniaccae, Dipteridaccae, которые являются типичными компонентами мезофитовой флоры нижней юры. Однако они встречаются как эндемки и Индо-Европейской ботанической провинции, являясь показателями теплого климата (Маркевич, Просвирякова, 1962). Макроскопические остатки гингковых в ааленском

Таблица 38

Приблизительные данные о средних высотах областей денудации и скоростях седиментации среднеюрских бассейнов Восточного и Юго-Восточного Кавказа

Геохронологическая единица	Средняя мощность страти-граф. подразделения	Приблизительная площадь седиментации, км²			Приблизи-дации, км²
		Восточный Кавказ	Юго-Восточный Кавказ и Южный склон Б. Кавказа	Акуум обл. в зоне Главного хребта	Предкав. часть Скифской платформы
Позднебайосский век (кейванская свита)	240	68062	20187	–	30062
Ранн. байосский век (хиналугская свита)	850	51063	10937	6750	41500
Позднеа енский век (хивская свита)	450	72187	15937	–	46212
Раннеааленский век (карахская свита)	1500	60095	12312	–	59062

веке как на Кавказе, так и в Предкавказье не обнаружены. Хвойные представлены двумя родами: Ptyophyllum и Podomites, относящимися к семействам теплолюбивых древних хвойных (Маркевич, Просвирякова и др., 1962). Из хвощевых установлены Equiselites beaniisew., Equistetites sp., образовавшие в раннеааленский век на приморской равнине Восточного Кавказа вокруг болот хвощевые заросли.

Таким образом, наличие теплолюбивых папоротников и древних хвойных, а также доминирующая роль цикадофитов (Nilssonia, Williamsonia, Pterophyllum, Ptilophyllum и др.) в угленосных отложениях Дагестана свидетельствует о том, что в раннеааленский век на территории Восточного и Юго-Восточного Кавказа существовал влажный субтропический климат.

По данным спорово-пыльцевого анализа (Ярошенко, 1965; Халифа-заде, 1966), большим разнообразием отличаются споры папоротников и плауновых, прежде всего диксониевых из родов Coniopteris и Osmunda, которые составляют 70—80% общего количества споровых растений. Встречаются также споры родов Leiotrelites inceratus Bolch., L. bujargensis Bolch. L. graetatus Bolch., L. rotundiformis Bolch. Из плауновых установлены L. ycopodium perplicatum Bolch. L. Cubrotundus. Среди голосемянных растений широко распространены роды Bennetites, Cautonia, Podosamites, Araucarites Pagiophyllum. Среди голосемянных большое разнообразие имеют цикадофиты и кейтониевые, содержание пыльцы которых достигает 85—90% общего количества пыльцевых растений.

Несмотря на морфологическое и видовое разнообразие хвойных, содержание их пыльцы не превышает 15%. Среди них древние формы хвойных составляют незначительную часть. Таким образом, ведущая роль цикадофитов и папоротников в спорово-пыльцевом комплексе карахской свиты свидетельствует о теплом субтропическом климате раннеааленского века на Восточном и Юго-Восточном Кавказе. Субтропический климат раннеааленского бассейна подтверждается также косвен-

тельная площадь дену-		Средняя высота областей денудации, м			Продолжительность геохронологических единиц	Скорость осадконакопления, см за 1000 лет
Куринская плита	Внутренние области размыва	Предкавказская часть Скифской платформы	Куринская плита	Внутренняя область размыва		
7313	–	543	170	–	$2 \cdot 10^6$	12
21437	5625	1045	434	863	$3 \cdot 10^6$	28
18965	–	485	364	–	$2 \cdot 10^6$	22
17062	–	1625	682	–	$4 \cdot 10^6$	37

ным путем палеотемпературными данными Боуэна и Фрица, выполненными для нижней юры Баварии (р-н Плинсбах), и Р. Боуэна – для юры Западной Европы. Так, например, по данным Р. Боуэна и П. Фрица (1963 г.), в ааленский век палеотемпература в Баварии по трем пробам составляет 24–26° С. Немного большая температура установлена в Англии (28° С). Если опираться на суждение Боуэна о том, что Европа в юрском периоде находилась в низких широтах в пределах 15–20° от экватора, то можно предполагать, что в раннеааленский век палеотемпература Кавказа также ориентировочно составляла 24–28° С. Климатические условия раннеааленского века на Восточном и Юго-Восточном Кавказе определены также косвенным путем по минералогическим и геохимическим показателям карахской свиты. Так, например, высокое содержание каолинита (40–50%) в глинах лагунно-дельтовой зоны раннеааленского бассейна при сочетании фактов угленосности карахской свиты и высокого содержания $C_{орг}$ (1,5%) свидетельствует о теплом и влажном климате раннеааленского века на Кавказе. Иначе без допущения существования субтропического климата на континентах объяснить образование в аргиллитах столь большого содержания органического вещества и каолинита не представляется возможным.

Выше было отмечено, что Ca/Fe и Ca/Mg отношения в конкрециях средней юры могут быть показателями климатических условий седиментогенеза. В частности, Ca/Fe отношения в конкрециях являются показателем влажности климата, а Ca/Mg – может свидетельствовать о температурных условиях на континентах. Так, например, высокое содержание железа (22,02%) и сидерита (30,78%) и низкое отношение Ca/Fe (0,22) в конкрециях карахской свиты может косвенно указывать на образование в раннеааленский век на Предкавказской суше и Куринской плите красноцветов и латеритных почв, являющихся показателем интенсивного выноса из коренных пород железа, сносившегося водотоками в бассейн седиментации. Известно, что латеритная почва, обогащенная железом и

каолинитом, образуется только в субтропической и тропической зонах Земли. Таким образом, низкое отношение Ca/Fe в карбонатных конкрециях карахской свиты косвенно доказывает субтропический климат раннеааленского века на Восточном и Юго-Восточном Кавказе.

Карбонатные конкреции карахской свиты отличаются высокой магнезиальностью (1,92%). Ca/Mg индекс в этих конкрециях составляет 2,58 (табл. 30). Из работ Чилингара (Chilingar, 1956, 1962), Фейбриджа (1968 г.) известно, что содержание Mg в известняках отражает температурные условия их образования; чем выше содержание этого элемента в известняках, тем выше температурная среда их образования. В настоящее время доказано, что карбонатные конкреции являются чуткими индикаторами условий образования вмещающих их осадочных толщ. В этом аспекте магнезиальность карбонатных конкреций может быть показателем температурных условий бассейна седиментации. Предполагаем, что высокая магнезиальность карбонатных конкреций карахской свиты не случайна, а является результатом теплых климатических условий раннеааленского века на Восточном и Юго-Восточном Кавказе.

В результате раннеааленских движений произошла дифференциация дна раннеааленского бассейна на отдельные геотектонические элементы. Изучение распространения мощностей карахской свиты показало, что в раннеааленский век в пределах среднеюрской геосинклинали Восточного и Юго-Восточного Кавказа образовались два глубоких прогиба: на севере — Сурфунъялский и на юго-западе — Кахетинский. В этих прогибах в раннеааленский век формировалась алевролито-глинистая толща мощностью 2500—3000 м. По данным В.Т. Фролова (1965), на хр. Сурфунъял мощность карахской свиты достигает 3500 м. Сурфунъялский прогиб, протягиваясь в юго-восточном направлении, в Тенгино-Хизинской зоне юго-восточного окончания Кавказа образует обширный прогиб, заполненный тонкозернистыми отложениями меньшей мощности — 2500—3000 м. Кахетинский прогиб в юго-восточном направлении, соприкасаясь с областью воздымания Главного хребта в районах Шеки,Варташен, замыкается (фиг. 30). Андийский хребет, зона Дагестанского клина и Главный хребет являются областями формирования минимальных мощностей. В этих областях мощность карахской свиты составляет 700—1200 м.

Юго-Восточный Дагестан в раннеааленский век представляет собой область умеренного прогибания, где формировалась алевролито-песчаная угленосная толща мощностью 1500—2000 м.

Палеогеография позднеааленского этапа развития (время образования хивской свиты)

В позднеааленский век отмечается дальнейшее расширение границы бассейна, и в Восточном Дагестане создаются условия для устойчивой морской седиментации. Двучленное строение отложений хивской свиты на Восточном Кавказе свидетельствует о том, что трансгрессия шла постепенно в два этапа. В начале позднеааленского века лагунно-дельтовая обстановка сохранилась еще на хр. Салатау, в бассейнах рек Буганчай, Джевус, Гамриозень и в области передовых антиклинальных складок. Лишь в конце позднеааленского века верхнеааленская трансгрессия достигает предела и трансгрессировавшее море затапливает Прикаспийскую низменность и значительную часть Терской и Прикумской равнин. В качестве положительного элемента ландшафта на северо-востоке остается Сулакский эпикаледонский массив и Среднекаспийский свод. Таким

образом, в конце позднеааленского века на территории Восточного и Юго-Восточного Кавказа образуется обширный морской бассейн, северо-восточная граница которого простиралась далеко на север от Дербента, Махачкалы и Хасавюрта.

Трансгрессия позднеааленского бассейна захватила и западную часть Куринской плиты, вероятно, вплоть до Цкары и Тбилиси. Только Кюрдамирский массив и его юго-восточное обрамление (продолжение в сторону Ирана) остается положительной структурой. Допускаем, что в результате трансгрессии резко улучшилась морская связь позднеааленского бассейна с Малокавказскими и Крымо-Карпатскими морями.

В позднеааленском бассейне существовали однообразные условия, поэтому намечаются всего две фациальные зоны: зона волнений и прибрежных течений (зона мелководья) и пелагическая зона. Песчано-алевролито-глинистые отложения зоны волнений и прибрежных течений охватывают Прикаспийскую низменность и область передовых хребтов Дагестана. На южном склоне Большого Кавказа данная зона выделяется только на основании фациально-палеогеографической экстраполяции в пределах Шемаха-Кобыстанского синклинория. На Восточном Кавказе для зоны волнений и течений характерно широкое распространение флишеподобных пачек и слоев, обычно состоящих из плитчатых песчаников и алевролитов, чередующихся с аргиллитами (песчанистость — 50—70%). В песчаниках часто отмечаются знаки ряби волнений и течений, иероглифы и биоглифы. Пелагическая зона в позднеааленском бассейне занимает 60—70% его акватории (фиг. 32, см. вкл.), причем основная часть глинистых толщ формировалась в нижней части континентального шельфа и представлена аргиллитами с прослоями алевролитов и включениями железисто-карбонатных конкреций. Лишь в узкой полосе, протягивающейся вдоль хребтов Сурфунъял, Колох, бассейна р. Тагирджалчай и Телаби-Кызылбурунской складчатой зоны, допускаем распространение фаций относительно глубоководных глинистых отложений (фиг. 32). На северо-западе бассейна, в районе Андийского хребта, полоса относительно глубоководных отложений обрывается. По данным Б.М. Крымова (1965), в позднеааленский век в Чечено-Ингушетии и Восточной Осетии (Асса, Терек, Армихи, Ардон) формировались также относительно глубоководные глинистые отложения.

Соленость позднеааленского бассейна Восточного и Юго-Восточного Кавказа была близка к норме. Об этом свидетельствует более богатый таксономический состав беспозвоночных в отложениях хивской свиты по сравнению с отложениями карахской свиты. Так, например, в этих отложениях наряду с аммонитами и белемнитами встречаются представители стеногалинных пелеципод: Inoceramus, Leda, Clamus Trigonia. Более того, Т.А. Москаленко (1961) примерно в верхах хивской свиты у с. Чох (Центральный Дагестан) в так называемом оолитово-шамозитовом горизонте обнаружила членики офиур, галатурий, морских лилий, раковины морских лилий, раковины морских ежей и брахиопод, наличие которых свидетельствует о нормальной солености позднеааленского бассейна.

По данным Т.А. Москаленко (1961), Н.М. Касимовой (1966), Г.К. Касимовой (1965), в отложениях хивской свиты приобретает большое разнообразие также фораминиферовая фауна; наряду с лагенидами и подозаридами широкое развитие получают миллиолиды, дискарбиды, спирилиниды. Расцвет фораминиферовой фауны в позднеааленском бассейне также можно рассматривать как показатель нормальной солености

его вод и улучшения температурного и пищевого режимов среды обитания простейших организмов. По мнению Т.А. Москаленко (1961), примерно в верхах хивской свиты фораминиферы имеют толстую раковину, украшенную скульптурой ребер.

Содержание хлора в "свежих" аргиллитах площадей Эльдама и Даг. огни составляет 0,07–0,06%, что указывает на некоторую опресненность прибрежных вод позднеааленского бассейна (табл. 37). Этот вывод подкрепляется тем, что среднее содержание хлора в аргиллитах, образовавшихся в пелагической части бассейна, колеблется в пределах 0,37–0,41% (Бабачай и Джимичай, пл. Нардаран). Среднее содержание хлора по 102 пробам хивской свиты составляет 0,26%, что, по данным Л.А. Гуляевой (1951, 1954), характерно для глин древних морей с нормальной соленостью (табл. 37).

Содержание бора в аргиллитах хивской свиты в 10–15 раз меньше, чем содержание хлора, что хорошо согласутеся с кларками этих элементов в глинах (Green, 1959; Гуляева, 1954, 1968; Войткевич и др. 1970). В морской воде содержание бора по сравнению с хлором в $20 \cdot 10^4$ раз меньше; это различие связано с разной миграционной особенностью этих элементов в зоне гипергенеза. Однако различие между содержанием хлора и бора в глинах резко уменьшается (в 100–1500 раз) благодаря более интенсивной по сравнению с хлором адсорбции бора из морской воды. Несмотря на это, зависимость между содержанием бора в глинах и соленостью древних водоемов сохраняется. Поэтому не случайно концентрация бора в аргиллитах хивской свиты с некоторой прихотливостью повторяет поведение хлора в указанных породах и подтверждает вывод о неодинаковой солености вод в прибрежных и удаленных частях верхнеааленского бассейна.

Ориентировочная глубина позднеааленского бассейна была определена по остаткам стенобитных фораминифер, текстурам песчано-алевролитовых пород и обильности в них аргиллитов с биоглифами. Судя по распространению песчано-алевролитовых пород, несущих знаки ряби в хивской свите Восточного Дагестана и Прикаспийской низменности, развитию эпстоминидов в однородных аргиллитовых слоях бассейнов рек Тагирджалчай, Кокмачай (Москаленко, 1961; Касимова, 1959) и, наконец, по находкам в аргиллитах площадей Нардаран и Текчай раковин радиоляридов (по сообщению Ч.А. Таирова), можно предполагать, что в позднеааленском бассейне Восточного и Юго-Восточного Кавказа глубина осадконакопления колебалась в значительных интервалах. Так, например, глубина осадконакопления от переферии к центру бассейна на расстоянии 150 км – пл. Даг. огни, р. Тагирджалчай – менялась примерно от нескольких до 200–500 м. Это свидетельствует о крутой и узкой площадке континентального шельфа позднеааленского бассейна, а это очень характерно для морей котловинного типа тектонически активных областей, наподобие Черного моря, или морей, обрамляющих тихоокеанскую часть Азиатского континента (Страхов, 1961). Котловинный тип позднеааленского бассейна Восточного и Юго-Восточного Кавказа подтверждается также большой скоростью седиментации осадков (22 см за 1000 лет).

Позднеааленский бассейн характеризуется активным гидродинамическим режимом. В его мелководной части (северо-восточный борт) существовали мощные вдольбереговые течения переменных направлений ССВ и ЮЮЗ, которые оказали громадное влияние на перемещение, разнос и сортировку песчано-алевритового материала на акватории бассейна. По аналогии с северным бортом допускаем, что подобные прибрежные

течения имели место на южном и юго-западном бортах позднеааленского бассейна (фиг. 32). Широкое распространение в отложениях хивской свиты линз и прослоев конкреционных конгломератов (фация желобов стока) говорит о том, что в позднеааленском бассейне существовали и мощные поперечные течения, которые временами доходили до возвышенного дна; смывая тонкозернистые осадки, эти течения способствовали образованию прослоев конкреционных конгломератов. По местам находок конкреционных конгломератов на карте схематично показано направление перемещения поперечных течений.

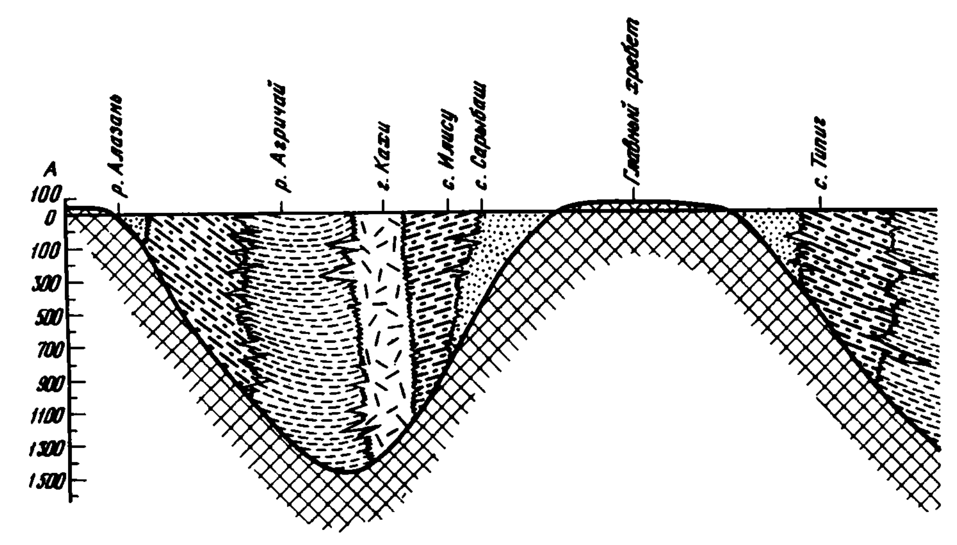
Горный рельеф Предкавказской суши в период раннеааленского денудационного цикла сильно выровнялся и в позднеааленский век в результате общего погружения стал слабо расчлененным. Средняя высота рельефа Предкавказской суши приблизительно составляла 480 м (табл. 38).

Минералого-петрографические и некоторые геохимические данные подтверждают слабую расчлененность Предкавказской суши. К таким данным относятся: уменьшение содержания обломков пород в составе песчано-алевролитовых пород (от 30 до 20–25%), средней песчанистости от 65–70% карахской свиты до 35–40% хивской свиты, широкое распространение каолинита в аргиллитах хивской свиты и, наконец, обогащенность песчано-глинистых отложений соединениями железа, которые после диагенетической переработки, стягиваясь в кальцит-сидеритовые конкреции, образовали в благоприятных участках бассейна рудные залежи.

Преобладание в минералогическом составе песчано-алевролитовых пород кварца и ассоциации устойчивых к выветриванию минералов свидетельствует об участии в строении Предкавказской суши осадочных и метаморфизованных осадочных пород. В составе песчано-алевролитовых пород иногда встречаются обломки кислых эффузивов с микрофельзитовой структурой, указывающих на распространение эффузивных покровов в строении предкавказской части Скифской платформы.

Куринская плита также в результате раннеааленского денудационного цикла выравнивалась (средняя высота 360 м), и в позднеааленский век вследствие трансгрессии значительная часть ее была затоплена. Этот вывод подтверждается тонкозернистым составом отложений (песчанистость 15–20%), ведущей ролью каолинита в минералогическом составе (30–45%) аргиллитов и глинистых сланцев и обогащенностью железом (5–7%) пород хивской свиты южного склона.

Высокое содержание метаморфического кварца, а также хлорита, слюд, обломков кварцитов и кремнистых сланцев в составе песчано-алевролитовых пород свидетельствует о том, что в позднеааленский век с Куринской плиты размывались древние метаморфические породы — альбит-хлоритовые, кварц-мусковитовые и серицитовые сланцы, слюдистые кварциты. Характерно, что в песчаниках и алевролитах хивской свиты южного склона и юго-восточного окончания Кавказа обломки эффузивов являются постоянным компонентом терригенно-минералогических ассоциаций. В позднеааленский век Восточный и Юго-Восточный Кавказ по-прежнему находились в теплой и влажной субтропической зоне. Этот вывод основан на следующих палеофлористических, палинологических, минералого-геохимических данных. Палеофлористическое определение в отложениях хивской свиты составляет единичные экземпляры из коллекции Д.В. Дробышева (1925), которые были определены В.Д. Принадой. Поэтому мы были вынуждены привлечь палеофлористические данные верхнего аалена соседних районов Северного Кавказа, изученные В.А. Вахрамеевым и Р.А. Васиной (1959).

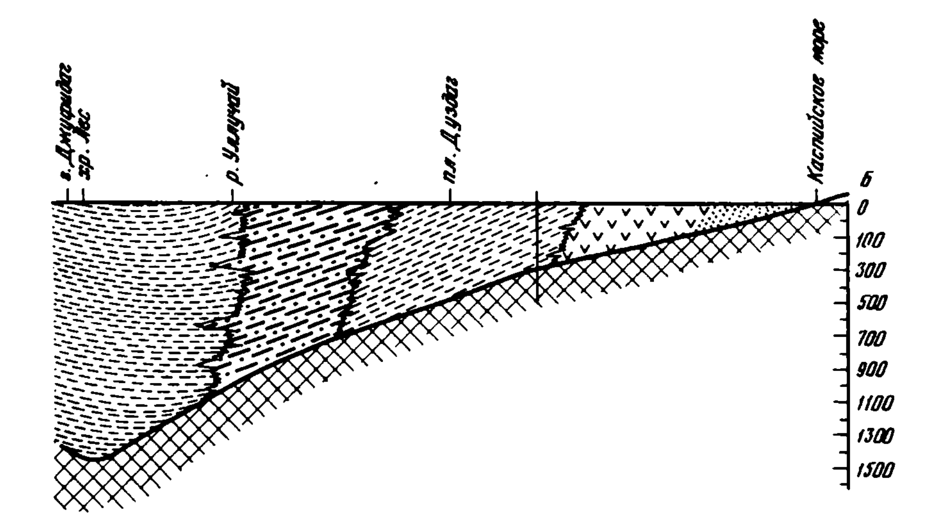


Фиг. 33. Литолого-фациальный профиль байосских отложений Дагестана и Северного Азербайджана (по линии АБ). Масштаб 1 : 250000

В отложениях верхнего аалена среди папоротников по-прежнему наряду с родами Coniopteris, Cladophlebis продолжают встречаться теплолюбивые представители семейств Matoniaceae и Dipteridaceae. Гинкговые для верхнеааленской флоры Восточного Кавказа не характерны. Из голосемянных по-прежнему доминируют цикадофиты, среди них особенно распространены Nilssonia polymorpha Schenk., N. dagestanica, N. formosa Vachr. et Vas., N. mediana Sem., а из беннетитовых встречаются представители рода Pterophyllum.

Спорово-пыльцевой спектр, по данным О.П. Ярошенко (1965), в отложениях хивской свиты значительно беднее, чем в отложениях карахской свиты. Однако общий родовой состав флоры остается постоянным. Так, например, в спорово-пыльцевом спектре по-прежнему споры преобладают над пыльцой. Господствуют споры папоротников (роды Coniopteris, Leotrelites), а из плауновых — род Lycopodium. Голосемянные представлены пыльцой беннетитовых, кейтоновых и хвойных. В целом большое участие в составе флоры позднеааленского века Северного Кавказа цикадофитов и представителей теплолюбивых папоротников указывает на существование влажного субтропического климата.

В позднеааленский век распределение глинистых минералов в хивской свите носит унаследованный характер, меняются только детали. В частности, на Восточном Кавказе содержание каолинита в аргиллитах уменьшается до 20—30% по сравнению с содержанием в отложениях карахской свиты, что обусловлено усилением морской седиментации. А на южном склоне содержание каолинита остается прежним. Таким образом, сохранение высокого содержания каолинита в аргиллитах хивской свиты указывает, что в позднеааленский век как на южной, так и на северной суше образовался элювиальный слой, обогащенный каолинитом, что является показателем теплого и влажного климата. Этот климат ааленского века на Кавказе косвенно может быть подтвержден при прочих равных условиях высоким содержанием кварца и низким содержанием



ортоклаза, альбита и олигоклаза в отложениях карахской и хивской свит (см. табл. 16). Средний коэффициент зрелости песчано-алевролитовых пород колеблется в пределах 0,6—0,8.

Среднее содержание $C_{орг}$ в аргиллитах хивской свиты составляет 1,1% (см. табл. 34). Такая обогащенность глинистых пород органическим веществом также может быть рассмотрена как критерий влажности климата окружавших бассейн материков.

Влажный и субтропический характер климата позднеааленского века в некоторой степени раскрывается в геохимических модулях Ca/Fe и Ca/Mg в карбонатных конкрециях хивской свиты. Отношение Ca/Fe в конкрециях хивской свиты составляет 0,95 и в 2,5 раза превышает значение Ca/Fe в конкрециях карахской свиты. Если механически сравнить отношение Ca/Fe в конкрециях обеих свит, напрашивается вывод, что в позднеааленский век заметно ослабла интенсивность химического выветривания на континентах. В действительности увеличение Ca/Fe индекса в конкрециях хивской свиты обусловлено усилением морской седиментации при теплом и влажном климате, а именно: оно влекло за собой наряду с усилением химического выветривания на континентах более активное осаждение $CaCO_3$ из морской воды. Таким образом, Ca/Fe индекс в конкрециях хивской свиты, несмотря на некоторое завышение в связи с более активным накоплением $CaCO_3$ по сравнению с карахской свитой, все же < 1, что свидетельствует о влажности климата и интенсивности химического выветривания на континентах. И не случайно крупные залежи конкреционных сидеритовых руд (Присамурская, Кокмачайская, Кара-Койсунская и т.д.) приурочены к отложениям хивской свиты. На Восточном Кавказе на различных этапах трансгрессии в участках спокойной седиментации (лагуны и заливы) позднеааленского бассейна накопились ожелезненные глинистые илы, которые при диагенезе превратились в концентрационно-сидеритовые руды (фиг. 32, 33). Величина отношения Ca/Mg в конкрециях хивской свиты в 2 раза выше,

Таблица 39

Результаты палеотемпературных исследований по раковинам юрских беспозвоночных Дагестана

Остатки беспозвоночных	Возраст вмещающих слоев	Район взятия проб	t° по Ca/Mg	t° по O^{18}/O^{16}
Aequipecten fibrosus	$J_3^{kl_1}$	Гуниб	26,3	25,7
То же	"	Цудахар	26,5	26,0
"		Верхний Ярач	25,0	26,1
"	"	Араканы	24,3	25,54
"	"	Сардаркент	27,1	26,0
"	"	Голотль	26,0	25,7
Neohubolitites sp.	$J_3^{kl_1}$	Цудахар	17,0	16,3
Belemnites sp.	$J_2^{bj_1}$	Чахчах	12,3	10,6
Clinodroteuthis mineri Desl.	$J_2^{bj_1}$	То же	12,1	10,6
Belemnites sp.	$J_2^{aal_2}$	Тагирджалчай	16,5	18,5
Песчанистый криноидный известняк	$J_2^{bj_1}$	Салатау	17,0	–
Криноидный известняк	$J_2^{bj_1}$	Голотль Аварское Койсу	15,6	–

чем в карахской свите, т.е. наблюдается та же закономерность, которая была установлена для отношения Ca/Fe (табл. 34). Повышенная магнезиальность карбонатных конкреций хивской свиты и образование в них самостоятельной фазы брейкерита (магнезита) при диагенезе привели к накоплению магния в осадках, происходившему более интенсивно в позднеааленский век благодаря теплым климатическим условиям (табл. 34).

Для изучения климатических условий позднеааленского века Восточного и Юго-Восточного Кавказа нами применены изотопный и химико-аналитический методы. В одной пробе белемнита – Belemnites sp., взятой из отложений хивской свиты р. Тагирджалчай, определена температура по O^{18}; она составила 18,5°; определение температуры по Ca/Mg индексу дало более низкое значение – 16,5° (табл. 39). Если сравнить эти данные с палеотемпературными определениями Боуэна (Bowen, 1961) для верхнего тоара–аалена Западной Европы и Фрица (Frits, 1965) для юга ФРГ, которые составляют 24–28°, Т.С. Берлин, Д.П. Найдина и др. (1966) для среднего тоара бассейна р. Вилюй (около 22°), то обращает на себя внимание следующее обстоятельство: температура воды, установленная по рострам белемнитов позднеааленского бассейна для широты Восточного и Юго-Восточного Кавказа, намного ниже. Возможно, это связано с тем, что были исследованы ростры белемнитов, обитавших в глубоких частях позднеааленского бассейна. Поэтому предполагаем, что полученные нами палеотемпературные данные являются заниженными и не полностью отражают приморскую температуру позднеааленского бассейна. Таким образом, мы были вынуждены абсолютную температуру мелководья позднеааленского бассейна определить с учетом экстраполяции

палеотемпературных условий верхнетоар-ааленского времени Западной Европы. Исходя из этого, допускаем, что приморская температура поздне-ааленского бассейна Восточного и Юго-Восточного Кавказа составляла 24–26°.

В позднеааленском бассейне вследствие ослабления тектонической напряженности происходило декомпенсированное прогибание (малые мощности и преимущественно глинистый состав отложений). Распределение мощностей показывает, что области максимального прогибания в пределах Восточного и Юго-Восточного Кавказа в позденааленский век почти не изменились и носят унаследованный характер от раннеааленского века. Областью максимального прогибания являются бассейны рек Тагирджалчай, Кокмачай и площади Нардаран–Бегимдаг–Текчай. Глубоководные участки позднеааленского бассейна соответствуют указанной области максимального прогибания. В области Главного хребта формировались отложения минимальной мощности (с. Куруш – 250 м, с. Хиналуг – 350 м, р. Бабачай – 420 м). На южном склоне Главного хребта намечается в бассейне р. Алазань вторая область максимального прогибания. Мощность хивской свиты в долинах рек Курмухчай, Мухахчай и Белоканчай составляет 500–600 м, на юге в Алазанском прогибе позднеааленского бассейна мощность глинисто-сидеритовой свиты может быть увеличена на 100–150 м. Установленная В.Т. Фроловым (1965) для южного склона мощность хивской свиты, равная 1500 м, не соответствует действительности и является результатом ошибочных сопоставлений верхнеааленских и нижнебайосских отложений в этом районе.

Палеогеография раннебайосского этапа развития (время образования хиналугской свиты)

Последствия предбайосских движений отмечаются во всех частях Крым-Кавказской складчатой области, даже на территории Скифской платформы, Мангышлака, Туаркира и Большого Балхана, либо по стратиграфическим и угловым несогласиям, либо по продуктам вулканической активности и резким изменениям литологического состава пород на рубеже аалена и байоса. Конкретно в пределах Восточного и Юго-Восточного Кавказа результаты предбайосских движений в Северном и Северо-Западном и частично в Центральном Дагестане (Шаро-Аргун, Андийское Койсу, Аварское Койсу, Кара-Койсу, с. Трисанчи) регистрируются в виде небольших стратиграфических несогласий, в остальных частях рассматриваемой территории прослеживаются по огрубению литологического состава отложений, на Южном склоне, в Кахетино-Вандамской зоне, – формированием вулканогенной толщи.

Анализ строения хиналугской свиты на рассматриваемой территории и распределение фациальных обстановок и зон на площади бассейна седиментации показали, что на Восточном и Юго-Восточном Кавказе предбайосские движения проявлялись в два этапа, что обусловило двучленное строение хиналугской свиты на большой территории. На первом этапе предбайосских движений произошло кратковременное осушение значительной части Восточного и Северо-Восточного Кавказа, а потом приподнятые участки снова погрузились под воду и трансгрессия охватила даже всю Терскую и Кумскую равнину. В качестве положительного элемента рельефа сохранились Центральный Кавказ, юго-восточный борт Ставропольского массива, ядро Озек-Суатского свода, на юге-востоке Сулакский массив, Среднекаспийский свод и Красноводский массив

образовали единую область денудации. На первом этапе предбайосских движений в области Главного хребта образовался архипелаг мелких островов, протянувшихся в субмеридиональном направлении (фиг. 34, 35, см. вкл). Из-под воды был приподнят Дибраро-Ямшинский палеозойский выступ (Халифа-заде, 1967). Куринская плита также немного была приподнята, граница ее расширена в северо-западном направлении до районов Евлах и Барда. На втором этапе байосских движений геотектонические элементы бассейна седиментации и денудации еще более резко дифференцировались благодаря дальнейшей перестройке ландшафтно-тектонического плана региона. Так, например, в зоне Главного хребта возникла крупная внутренняя область размыва, названная В.Е. Хаиным (1950) Самур-Шахдагской интрагеоантиклиналью. Самур-Шахдагская суша фактически разделила раннебайосский бассейн Кавказа на две ванны (части): Кахетинско-Азербайджанскую на юге и Дагестано-Ингушетскую на севере (фиг. 35).

Судя по распределению фаций хиналугской свиты на юго-восточном окончании Кавказа, на втором этапе предбайосских движений Дибраро-Яшминский палеозойский выступ погрузился под воду (Халифа-заде, 1968). В результате перестройки ландшафтно-тектонического плана рассматриваемой области связь раннебайосского бассейна Кавказа с малокавказскими и крымскими геосинклиналями ослабла, еще слабее была связь с Тетисом в результате образования на западе ряда горных сооружений. Возможно, на втором этапе предбайосских движений продолжалось воздымание Среднекаспийского свода, который в конце этапа приобрел расчлененный рельеф. По меридиану Хошмензил-Ялама Среднекаспийскую сушу дренировала речная система наподобие Самура или Сулака. Поэтому в зоне Ялама-Худатского взморья формировались грубозернистые прибрежно-морские и дельтовые отложения, такие, как массивные слабосцементированные песчаники с удельным сопротивлением 25—30 Ом, вскрытые на пл. Ялама.

В раннебайосском бассейне Восточного и Юго-Восточного Кавказа можно выделить следующие фациальные зоны: лагунно-дельтовую, прибрежно-мелководную и пелагическую. Лагунно-дельтовая зона по материалам разведочных площадей Ялама и Худат выделяется менее достоверно. Судя по керновым материалам, на площадях Ялама и Худат находится периферия лагунно-дельтовой зоны вернее, подводная часть дельты. Основная часть лагунно-дельтовых отложений залегает под мезокайнозойским чехлом Ялама-Худатского взморья (см. фиг. 35).

В раннебайосский век прибрежно-мелководная зона существовала в значительной части Центрального, Юго-Восточного и Северо-Западного Дагестана, Прикаспийской низменности. Подобная же фациальная зона распространена на южном склоне Большого Кавказа.

Прибрежно-мелководная зона раннебайосского бассейна характеризовалась активными гидродинамическими условиями. В Северном Дагестане, в районе хр. Салатау, прибрежно-мелководная зона имела, видимо, более сложный подводный рельеф и менее активные гидродинамические условия; здесь существовали подводная лагуна и затишье. При активном выносе железа из прилегавшего контингента в лагуне формировались глинистые илы, обогащенные железом. После диагенетической обработки глинистых осадков подводной лагуны образовалась Чиркатинская залежь сферосидеритов (Халифа-заде, Аббасова, 1963).

Отложения тонкозернистых алеврито-глинистых осадков пелагической фациальной зоны занимают площадь Северо-Западного Дагестана и Чечено-

Ингушетии. На юго-восточном окончании Большого Кавказа в раннебайосский век также существовала зона спокойной морской седиментации. Вулканогенная толща байоса Кахетино-Вандамского антиклинория формировалась в условиях эпинеритовой зоны на открытой части раннебайосского бассейна.

Фациальная зональность отложений хиналугской свиты отчетливо вырисовывается на северном склоне Кавказского хребта с юго-запада на северо-восток и на южном склоне с севера на юг. В отмеченных направлениях фации грубозернистых осадков прибрежно-мелководной зоны сменяют фации тонкозернистых осадков пелагической зоны. Такая фациальная зональность в раннебайосский век обусловлена активной денудацией кристаллических сланцев и лейасовых пород Самур-Шахдагской интрагеоантиклинали (Хаин, 1950; Халифа-заде, 1965, 1967, 1968). Вслед за В.Е. Хаиным, А.Н. Шардановым (1957), Р.М. Гаджиевым (1965) мы объясняем образование вулканогенной толщи байоса южного склона Большого Кавказа следующим образом. В результате предбайосских движений наиболее мобильный участок геосинклинали, а именно зона Главного хребта, по региональным разрывам был приподнят как самостоятельный блок. При этом Кахетино-Вандамская зона в виде грабена по Ахсу-Шемахинскому глубинному разлому опустилась. На месте этого образовался узкий (шириной 25–30 км) бассейн, вытянутый в субширотном направлении. Этот узкий прогиб, резко расширяясь и углубляясь в сторону Агричайской долины, с севера заполнялся грубообломочным материалом благодаря интенсивному размыву древних кристаллических сланцев и лейассовых пород Самуро-Шахдагской суши; с юга в бассейн поступал осадочный материал за счет денудации метаморфических пород Куринской плиты, а по Ахсу-Шемахинскому глубинному разлому происходило извержение эффузивного материала среднего и основного состава.

Соленость раннебайосского бассейна была в пределах нормы. Возможно, некоторое опреснение произошло на северо-восточном борту бассейна седиментации, в Прикаспийской низменности, на участках интенсивного стока пресных вод. О нормальной солености раннебайосского бассейна свидетельствует наличие пластов криноидных известняков, остатков аммонитов и стеногалинных пелеципод (Trigonia, Leda, Inoceramus и т.д.). По геохимическим показателям солености (хлор и бор) также получается аналогичная картина. Содержание хлора в аргиллитах пл. Эльдама составляет 0,08%, а в остальных районах концентрация хлора в аргиллитах хиналугской свиты колеблется от 0,18 до 0,52%, что в среднем составляет 0,27%. Эта величина характерна для глин древних морей с нормальной соленостью (см. табл. 38).

Содержание бора в аргиллитах хиналугской свиты во всех изученных районах составляет 10^{-2}% и в среднем по данным 29 проб равняется 0,032%, что почти в 3 раза превышает кларк этого элемента в глинах (Green, 1953, 1959, Войткевич и др., 1970). Обычно в глинах древних опресненных водоемов содержание бора $< n \cdot 10^{-2}$%. Таким образом, по содержанию бора в глинах хиналугской свиты раннебайосский бассейн имел нормальную соленость.

Раннебайосский бассейн был мелководным; в разносе и осаждении осадочного материала повсеместно принимали участие течения и волнения, которые охватили всю толщу воды. О мелководности бассейна свидетельствует широкое распространение в отложениях хиналугской свиты знаков ряби слоистости волнения и течения, многочисленные

механоглифы и биоглифы и высокий коэффициент песчанистости отложений. На мелководность раннебайосского бассейна указывает также отсутствие в аргиллитах раковин глубоководных и планктонных фораминифер; в хиналугской свите, наоборот, большое распространение имеют песчаные фораминиферы, лишь в северо-западном борту Известнякового Дагестана и на юго-восточном окончании Кавказа появляются некоторые представители милиолид, лагенид и нодазарид (Касимова, 1965, 1966; Макарьева, 1969). В отложениях хиналугской свиты в различных частях Восточного и Юго-Восточного Кавказа нами выполнено большое количество (около 200) замеров направлений косых слоек и борозд струй течения. Особенно большое количество замеров сделано на Центральном и Юго-Восточном Дагестане, где роль течений в разносе и перемещении песчано-алевролитового материала была довольно велика. Результаты замеров подытожены в диаграммах (см. фиг. 29) и нанесены на палеогеографические карты в виде пунктирных стрелок (фиг. 35). Как ясно из роза-диаграммы и палеогеографических карт, вдоль основных и внутренних областей размыва существовали прибрежные течения, разносившие песчано-алевролитовый материал на южном склоне в направлении ВЮВ, в Тфанской зоне — в направлении ВСВ, в Юго-Востоном Дагестане — ВСВ и ССЗ, в Юго-Западном и Центральном Дагестане — ССЗ и ЮЮВ. Особенно интенсивные прибрежные течения существовали вокруг Самур-Шахдагской интрагеоантиклинали и впадины хр. Лес. Благодаря донным течениям, формировавшимся на Юго-Восточном Кавказе и направлявшимся в сторону ВСВ, значительная часть алевритового материала, вымытого из Главного хребта, уносилась в Юго-Восточный Дагестан и разгружалась вокруг впадины хр. Лес (Чирахчай, Рубасчай, Уллучай и частично с. Уллучара).

В Прикаспийской низменности также действовали вдольбереговые течения переменных северо-западных и юго-восточных направлений. Такой вывод был сделан по размещению фациальных зон в зоне мелководья и по замерам направлений косых слоек. Вероятно, благодаря режиму муссонных ветров (периоды сильных волнений сменялись периодами затишья) и разгрузке песчаного материала из зоны придельтового мелководья Яламы и Худата вдоль берега в Прикаспийской низменности Дагестана формировалась флишеподобная толща хиналугской свиты (свита полосчатых алевролитов и глин Конюхова).

Активный гидродинамический режим раннебайосского бассейна подтверждается также тем, что в отложениях хиналугской свиты, особенно в верхнехиналугской подсвите, широко распространены линзы конкреционных конгломератов, являющихся отложениями желобов стока. Это означает, что в раннебайосском бассейне существовали и сильные поперечные течения, которые при прикосновении к илистому дну взмучивали тонкозернистые частицы, а обломки конкреций и раковины беспозвоночных скапливались на дне в виде небольших линз и вклинивающихся пластов. На палеогеографической карте раннебайосского века показаны области распространения конкреционных конгломератов, являющихся единственными свидетелями деятельности поперечных течений.

В раннебайосский век по-прежнему основными источниками сноса аллотигенного материала является на северо-востоке предкавказская часть Скифской платформы, сложенной метаморфизованными осадочными породами верхнего палеозоя, а на юге — Куринская плита, состоящая из кристаллических сланцев, филлитов и гнейсов эопалеозоя. Внутрен-

няя область размыва — Самур-Шахдагская интрагеосинклиналь — является дополнительным источником сноса обломочного материала. Кратковременно в качестве дополнительного источника сноса служил также Дибрар-Яшминский палеозойский выступ (Халифа-заде, 1967, 1968).

Большую роль при формировании грубозернистых отложений хиналугской свиты мы отводим Самур-Шахдагской интрогеоантиклинали. Благодаря интенсивному размыву древних кристаллических сланцев и рыхлых осадочных толщ лейаса этой суши вокруг нее возник огромный пояс грубозернистых песчано-алевритовых отложений зоны течений и волнения моря. Значительная часть песчаных отложений байоса Южного Дагестана (ходжакендская свита) и южного склона Большого Кавказа (хиналугская свита) своим происхождением обязаны Самур-Шахдагской внутренней области размыва.

Наличие высокого содержания ортоклаза (25—40%), частично альбита-олигоклаза (4—8%) и метаморфического кварца в хиналугской свите разрезов Малкамуд, Бабачай, с. Хиналуг, с. Хосрек свидетельствует о том, что в раннебайосский век из зоны Самур-Шахдагской интрагеоантиклинали, помимо осадочных пород лейаса, размывались и метаморфические породы эопалеозоя, поскольку песчаники лейаса Главного хребта очень бедны полевыми шпатами. Судя по широкому распространению песчаных отложений в Южном Дагестане и Азербайджане, Самур-Шахдагская суша имела крупный размер и простиралась в субмеридиональном направлении на расстояние в несколько сот километров до полосы Бежтинской тектонической депрессии. Более грубозернистый состав байосских отложений в районе селений Ходжакент и Курах и менее грубозернистый в районе селений Гоган и Гапцах указывают на то, что высота и степень расчлененности Самур-Шахдагской суши по всему ее протяжению имели неодинаковый характер. По-видимому, суша состояла из отдельных небольших возвышенностей, что отразилось на распределении песчано-алевритовых осадков в области седиментации. Одна из возвышенностей Самур-Шахдагской суши, возможно, находилась в районе горы Тфан и обеспечила грубозернистым песчаным материалом районы с. Хиналуг и Восточно-Салаватского перевала. Средняя высота Самур-Шахдагской суши приблизительно составляет 860 м (табл. 3)

В раннебайосский век размер северной суши значительно уменьшился благодаря обширной предбайосской трансгрессии. Судя по распределению фациальных обстановок в Северном Дагестане, Сулакский массив в раннебайосский век представлял собой равнинный, степной участок Предкавказской платформы. Среднекаспийский свод, наоборот, в результате предбайосских движений был приподнят и являлся водосбором речной системы, впадавшей в так называемый Ялама-Худатский залив раннебайосского бассейна. Средняя высота Предкавказской части суши составляет 1045 м (табл. 39). Куринская плита представляла собой слабо расчлененную сушу, участие которой в сносе терригенного материала было незначительным. Средняя высота Куринской плиты была вычислена без учета объема вулканогенных осадков, поэтому получилась завышенная цифра.

В действительности средняя высота рельефа Куринской плиты должна быть намного меньше. В раннебайосский век северная граница южной суши проходила примерно через города Агдаш, Геокчай и Ахсу.

Активная тектоническая жизнь раннебайосского бассейна и расчлененность областей денудации подтверждается также большим значением скорости накопления осадков в его акватории за 1000 лет (табл. 39).

Вокруг Самур-Шахдагской интрагеоантиклинали распространена ассоциация устойчивых акцессорных минералов с аркозово-граувакками или граувакко-аркозовыми песчаниками (в составе обломков пород преобладают обломки глинистых сланцев, кремнистых пород и кремнистых сланцев). Абсолютный возраст глинистых пород, взятых у с. Чахчах, составляет $200 \cdot 10^6$ лет. Таким образом, петрографический состав (преимущественно аркозово-граувакковего состава) песчано-алевролитовых пород и абсолютный возраст аргиллитов и песчаников свидетельствуют о том, что отложения хиналугской свиты Самурской, Тфанской и Аттагайской зон образовались как за счет размыва осадочных пород лейаса Главного хребта, так и метаморфических пород эопалеозоя.

В составе песчано-алевролитовых пород Северо-Западного и Северного Дагестана преобладают кварц и обломки пород, состоящих из осадочных и осадочно-метаморфических пород. Акцессорные аллотигенные минералы представлены рутилом, анатазом, цирконом, гранатом, турмалином и апатитом. Петрографические данные свидетельствуют о том, что из области северной суши по-прежнему размывались осадочные и осадочно-метаморфические породы верхнего палеозоя эпигерцинской платформы и, возможно, метаморфические породы Сулакского эпикаледонского массива. В составе песчано-алевролитовых пород хиналугской свиты неоднократно зарегистрированы обломки кислых эффузивов с микролитовым строением, в различной степени хлоритизированных. Поэтому предполагаем, что в раннебайосский век в строении Предкавказской суши принимали участие и эффузивные породы.

Песчано-алевролитовые породы хиналугской свиты Тенгинско-Бешбармакской и Бегимдаг-Текчайской зоны богаты катаклазированным кварцем и кварцем волнистого погасания; 60—70% тяжелой фракции этих пород составляют мусковит, хлорит и биотит. Содержание ортоклаза и кислых плагиоклазов достигает 25—35%. Интересно заметить, что содержание Na_2O во фракции $< 0{,}001$ мм в 2 раза превышает количество K_2O и составляет 3—4%. Все эти петрографические признаки песчано-алевролитовых и глинистых пород связаны с размывом древних метаморфических пород Куринской плиты, петрографически сложенных из альбит-хлоритовых, кварц-биотитовых и мусковитых сланцев. Возможно, в составе кристаллических сланцев Куринской плиты принимала участие натриевая слюда — парагонит.

В раннебайосский век, судя по палеотемпературным, палеофлористическим, палеофаунистическим, геохимическим и другим данным, произошло похолодание климата: на Восточном и Юго-Восточном Кавказе влажный субтропический стал умеренно влажным. Такой вывод базируется на следующих убедительных фактах: в отложениях хиналугской свиты, унаследованных от предыдущих этапов, распространены аммониты, белемниты и пелециподы. В основании байосских отложений встречаются и криноиды*, которые образуют относительно мощные пласты биолитов. Однако при сравнительном анализе раннебайосской макрофауны выясняется, что раннебайосская фауна Восточного и Юго-Восточного Кавказа имеет обедненный состав по сравнению с ааленским. В частности, в отложениях хиналугской свиты рассматриваемой области не удалось обнаружить чувствительные к теплому климату формы: бра-

---

* В пределах азербайджанской части Большого Кавказа песчаники с члениками криноидов на одном и том же стратиграфическом уровне установлены в верхах хиналугской свиты.

хиоподы, ехинодерматы и мшанки, которые были встречены в ааленских отложениях.

Еще большее однообразие отмечается в комплексе фораминифер и остракод, которые сильно обеднены как родовым, так и видовым составом. Стенки раковин фораминифер тонкие и гладкие, представлены они в основном песчаными фораминиферами (Trachammina, Phirammina) с аглютинированной и халцедоновой раковиной (Касимова, 1965; Москаленко, 1961; Макарьева, 1969). Обеднение фораминифер и их тонкостенность могут быть связаны с похолоданием климата, с более продолжительной зимой. Такой же точки зрения придерживается ряд исследователей. Так, например, по мнению Т.С. Берлин, Д.П. Найдина и др. (1966), байосское похолодание климата резко сказалось на обеднении беспозвоночных и усилении эндемизма фауны Арктического бассейна. Появляются арктические формы аммонитов и новые семейства цилиндротевид среди белемнитов.

В раннебайосских отложениях Восточного и Юго-Восточного Кавказа остатки макрофлоры никем не были изучены. Однако для суждения о климате этого времени нами были использованы данные об остатках макрофлоры соседних районов, а также спорово-пыльцевые данные О.П. Ярошенко (1965), С.М. Халифа-заде (1966), Л.Ф. Лиманской (1968), полученные в основном по материалам глубоких разведочных скважин Прикаспийской низменности. Эти данные послужили нам основой для того, чтобы составить о климате байоса изучаемого региона общее представление.

В настоящее время мнение о похолодании климата в северном полушарии на рубеже аалена и байоса поддерживается многими палеоклиматологами и палеоботаниками. Е.М. Маркович, В.П. Просвирякова, И.З. Фадеева (1962), анализировавшие распределение растительности в нижне- и среднеюрской эпохе на территории СССР, утверждают, что характерные для нижней юры теплолюбивые папоротники из семейства Dipteridaceae, Marattiaceae, Matoniaceae в результате изменения климата в средней юре (в байосе. — *Ч.Х.*) полностью исчезают на юге Сибири и в Средней Азии. А в Крым-Кавказской складчатой области, Туаркире и Мангышлаке теплолюбивые папоротники в среднеюрской эпохе встречаются в незначительном количестве в качестве реликта. Так, например, по данным указанных авторов (Маркович и др., 1962) теплолюбивые папоротники из семейства Dipteridaceae Matoniaceae, Marattiaceae в южных районах СССР в нижнеюрских отложениях составляют в среднем 15%, а в среднеюрских — 6%. Цикадофиты в нижнеюрской растительности составляют 12%, а в среднеюрских — 6,6%. Если семейства теплолюбивых хвойных в Podocarpaceae и Araucariaceae в нижнеюрских отложениях составляют 5%, то в среднеюрских отложениях — 2,5%. По данным Ю.В. Тесленко (1965) и И.В. Ильина (1966), начиная с конца аалена в Южной Сибири цикадофиты и теплолюбивые папоротники явно деградируют.

Мнение о резком понижении температуры воздуха в раннебайосский век находит подтверждение в палеофлористических данных А.Т. Бураковой (1960), собранных из среднеюрских отложений Туаркыра, граничащего с изучаемой областью. По заключению А.Т. Бураковой, байосский комплекс растений Туаркыра является обильным и разнообразным. Для этого комплекса характерно присутствие в большом количестве крупных форм хвощей (Equisetites gigantus, Eq. ketovae) и резкое увеличение гинкговых и хвойных. Среди папоротников преобладают мелколистные формы Coniopteris fursenkoi, Cladophlebis argutula и др.

Из саговых встречаются Nilssonia и из беннетитовых — Taenopteris vittata. Среди гинкговых особенно обильны Czekanowiskia rigida, Ginkgo lepida. Из хвойных большие скопления образуют Podozamites, Pityophyllum, pagiophyllum. Резкое увеличение гинкговых и хвойных, а также мелколистных папоротников в составе байосской флоры Туаркыра является неоспоримым доказательством похолодания климата в раннебайосский век на юге СССР.

Интересны палинологические материалы Л.Ф. Лиманской (1968 г.), собранные ею в керновом материале скважин Губденского тектонического выступа Прикаспийской низменности Дагестана. В спорово-пыльцевом спектре хиналугской свиты преимущество принадлежит спорам мелколистных папоротников из рода Coniopteris, содержание которых составляет 48% от общего содержания спор и пыльцы. Постоянно встречаются споры Selaginella rotundiformis, в небольших количествах отмечены споры Licopodium, Osmunda jurassica, Motonisporites, Cleichenia, Zeitriletes и др. В пыльцевом спектре преобладает пыльца гинкговых и цикадовых (15%). Пыльца беннетитовых присутствует в незначительном количестве (1,5—2%). Представители теплолюбивых хвойных отсутствуют. Большое участие спор мелколистных папоротников и пыльцы гинкговых и хвойных в спорово-пыльцевом спектре отложений хиналугской свиты Прикаспийской низменности хорошо согласуется с флористическими данными А.Т. Бураковой по байосским отложениям Туаркыра; все эти данные подтверждают похолодание климата в раннебайосский век на Восточном и Юго-Восточном Кавказе.

Сравнительно холодный климат раннебайосского века Западной Европы и Сибири подтвержается палеотемпературными исследованиями Р. Боуэна, П. Фрица и Т.С. Берлин, Д.П. Найдина и др. По данным Р. Боуэна (Bowen, 1961, 1962) и П. Фриц (Fritz, 1965), изотопная температура бассейнов на территориях ФРГ и Англии в байосский век по сравнению с ааленским веком падает на 12° и составляет 12—14°С. Такое резкое падение температуры наблюдается в байосский век и в Сибири. По данным В.Н. Сакса, в байосе в северосибирских морях откладываются монотонные глинисто-алевритовые осадки с фауной, очень бедной по количеству родов и очень своеобразной: Petroceramus, Arctotis, Pleuromya, Cyllindroteuthidae, аммониты из группы Granocephalis.

В последнее время наличие климатического минимума в байосский век установлено Р. Боуэном не только в северном полушарии, но и в ряде районов южного полушария (Аргентина и Австралия).

Наши палеотемпературные исследования на основе данных по содержанию O^{18} в рострах белемнитов, собранных из отложений хиналугской свиты Южного Дагестана, также подтверждают похолодание климата в байосский век на Кавказе (табл. 39). По изотопам кислорода в рострах двух белемнитов из отложений хиналугской свиты мы можем сделать вывод, что температура воды раннебайосского бассейна Кавказа составляла 14°С, а по данным Ca/Mg индекса равна 12°С, что хорошо согласуется с данными П. Фрица по югу ФРГ. Несколько завышенная температура воды раннебайосского бассейна (15—17°) получается по Ca/Mg индексу, определенному в двух пробах криноидных известняков. Это, видимо, связано с тем, что криноиды в мезозойской эре обитали в литорали и сублиторали, где вода в летнее время хорошо прогревалась.

По данным Т.С. Берлин, Д.П. Найдина, В.Н. Сакса и др. (1966 г.), в байосский век на северном полушарии от берегов Северного моря до бассейна р. Лены и от арктических морей до Гималаев существовал

огромный материк, где в зимнее время создавался мощный антициклон, способствовавший существованию холодной и продолжительной зимы на юге, в том числе на Кавказе. Поэтому можно допустить, что в раннебайосский век на Северном Кавказе реки замерзали. Об этом свидетельствуют находки валунов конгломератов изверженных и метаморфических пород в отложениях хиналугской свиты Южного Дагестана. По заключению Г.Н. Бровкова (1961), валуны изверженных и метаморфических пород размером 30x20x18 см были просмотрены Г.Д. Афанасьевым и определены как ортоклазовый гранит с микропигматитом верхнего палеозоя, плагиогранитом нижнего палеозоя, а также с филлитами и кристаллическими сланцами докембрия Центрального Кавказа. Доставка валунов и конгломератов изверженных и метаморфических пород Центрального Кавказа в Присамурский район может быть осуществлена свободноплавающими льдинами, что указывает на существование в байосский век на Кавказе продолжительных зимних периодов.

На основании характера ассоциации терригенных и глинистых минералов в аргиллитах хиналугской свиты также можно сделать некоторые выводы о климате раннебайосского века на Кавказе. Мы видим, что каолинит-гидрослюдистые глины хивской и карахской свит сменяются в байосский век хлорит-гидрослюдистыми глинами (см. табл. 22, фиг. 17). Содержание хлорита в аргиллитах хиналугской свиты Северного, Центрального Дагестана и Прикаспийской низменности по сравнению с ааленскими аргиллитами в 2 раза больше и составляет 20–30%; количество каолинита в аргиллитах хиналугской свиты по сравнению с карахской свитой снижается до 10–15%. Увеличение содержания хлорита в аргиллитах хиналугской свиты не может быть связано с размывом богатых хлоритом пород или с генерацией хлорита в бассейне седиментации. По-видимому, в этом большую роль играло похолодание климата, в результате чего изменилось направление химического выветривания (от кислого к щелочному) коренных пород, способствовавшего обогащению элювиального слоя хлоритом. Тот факт, что при похолодании климата результатом химического выветривания является накопление хлорита в почвенном слое и осадках, поддерживается и пропагандируется М.А. Ратеевым (1964), который показал, что в почвах умеренно влажной зоны и в донных осадках северных морей среди глинистых минералов хлорит играет ведущую роль. Песчано-алевролитовые породы хиналугской свиты по сравнению с песчано-алевролитовыми породами более молодых и древних подразделений юры резко обогащены ортоклазом – микроклином и альбит – олигоклазом (табл. 14, 16). Для песчано-алевролитовых пород хиналугской свиты коэффициент зрелости составляет 0,3–0,4. Нам кажется, что если такой петрографический факт в раннебайосский век связан частично с напряженным геотектоническим режимом и интенсивной денудацией материнских пород, то в значительной степени он обусловлен ослаблением химического выветривания коренных пород вследствие похолодания климата.

Величина Ca/Fe и Ca/Mg индексов в карбонатных конкрециях хиналугской свиты также подтверждает похолодание климата в раннебайосский век. Ca/Fe отношение в карбонатных конкрециях хиналугской свиты составляет 1,7, т.е. в 3 раза больше, чем в конкрециях позднеааленского века, что указывает на ослабление химического выветривания на континентах. В то же время высокое значение Ca/Mg индекса (8,80) в конкрециях хиналугской свиты по сравнению с конкрециями хивской свиты дает повод предполагать, что ослабление химического

выветривания на континентах связано именно с похолоданием климата в раннебайосском веке (табл. 34).

Предбайосские движения способствовали резкому расчленению геотектонических элементов раннебайосского бассейна и образованию новых прогибов и участков относительного воздымания. Так, например, на Восточном и Северо-Восточном Кавказе образовались Чеченский прогиб и впадина в области хр. Лес. В раннебайосский век в Чеченском прогибе формировались тонкозернистые осадки мощностью 1200 м, а на хр. Лес мощность хиналугской свиты достигает 1500 м. В раннебайосский век второй глубокий Агричайский прогиб образовался в осевой зоне Алазан-Агричайской депрессии, где примерная мощность хиналугской свиты предположительно составляет 1300 м. Областями относительного воздымания или слабого прогибания являются: Главнокавказский хребет, Андийский хребет, Дагестанский клин, зона Дибрар-Яшминского палеозойского выступа. В этих областях мощность хиналугской свиты колеблется в пределах 0—300 м.

Палеогеография позднебайосского этапа развития (время образования кейванской свиты)

Как было доказано в наших предыдущих работах (Халифа-заде, 1965, 1966, 1967, 1968), в позднебайосское время на Восточном и Юго-Восточном Кавказе происходило ослабление тектонической напряженности, одряхление основных областей денудации, погружение внутренних областей размыва и резкое расширение границы бассейна седиментации.

Для фациально-палеогеографической картины позднебайосского века характерно декомпенсированное прогибание, обеспечившее затопление пониженных участков Предкавказской части Скифской платформы и Куринской плиты трансгрессировавшим морем. В результате регионального погружения и нисходящих движений в зоне Главного хребта от Самур-Шахдагской суши остались лишь гряды мелких островов. Предполагаем, что в Северном Дагестане суша сохранилась только на территории Кизлярского залива и Аграханского полуострова. На юге, в области Куринской впадины, только Кюрдамирский массив являлся положительным элементом рельефа. В позднебайосский век северная граница бассейна проходила на 80—100 км северо-восточнее современного берега Каспийского моря (фиг. 36, см. вкл.). Южная граница позднебайосского бассейна отодвинулась и находилась южнее территории районных центров Геокчай и Ахсу. Таким образом, в позднебайосский век на территории Восточного и Юго-Восточного Кавказа между двумя жесткими плитами (Куринская и Предкавказская) возник обширный геосинклинальный бассейн. В этом бассейне на громадной территории отложились тонкозернистые осадки, поэтому в области выходов отложений кейванской свиты нам не удалось выделить зону мелководных фаций. Выделены только различные фации морских отложений неритовой зоны. Относительно молководная фация — алевролито-глинистые осадки (эпинеритовая область седиментации) — формировалась в областях, прилегающих к Главному хребту и Прикаспийской низменности Дагестана. На значительной территории Сланцевого Дагестана, целиком в Чечено-Ингушетии, на Юго-Восточном Кавказе и южном склоне Большого Кавказа распространена фация глинистых осадков моря. Полоса развития относительно глубоководных пелагических глин протягивалась в субмеридиональном направлении от Андийского хребта до Сумгаит-

Кызылбурунского взморья. Исходя из того что в направлении от глубокой впадины позднебайосского бассейна до основных источников сноса существует зональность в распределении фаций, можно предполагать, что более грубозернистые отложения зоны волнения и течения распространены под мезокайнозойским чехлом Западного Каспия, передовых хребтов южного склона и Шемаха-Кобыстанского синклинория. Видимо, глубоководная зона позднебайосского бассейна Кавказа с юго-востока была связана через геосинклинальные бассейны Большого Балхана, Копетдага и Эльбурса с океанической впадиной Тетиса. Этот вывод в некоторой степени подкрепляется нахождением глобигериновых глин в верхнебайосских отложениях Большого Балхана (Морозова, 1958 г.) и Джульфинского ущелья Нахичивани на границе с Ираном (Касимова, Алиева, 1969). Связь верхнебайосского бассейна Малого Кавказа с Тянь-Шанем, Гималаями также была установлена по аммонитам (Гасанов, 1967).

В позднебайосский век вследствие затухания тектонической напряженности и трансгрессии связь позднебайосского бассейна Кавказа с геосинклиналью Малого Кавказа и Анатолии на юге и Крым-Карпатской геосинклинальной системой на северо-западе резко улучшилась. Благодаря улучшению связи позднебайосского бассейна с океаном Тетиса допускаем, что соленость его вод во всех частях была в пределах нормы. Для подобного утверждения в нашем распоряжении имеются палеонтологические и геохимические критерии. В позднебайосском бассейне Восточного и Юго-Восточного Кавказа обитали различные представители стеногалинных моллюсков: из аммонитов — крупные паркинсонии, филлосератины, литосератины, различные белемниты, из стеногалинных пелеципод встречаются Chlamus, Modiola, Leda, Trigonia, Inoceramus. Установлены также членики офиур и галатурий (Москаленко, 1961). По данным Т.А. Москаленко (1961), Н.А. Касимовой (1965), Н.М. Касимовой (1966), М.Ф. Макарьевой (1969), в позднебайосском бассейне Восточного и Юго-Восточного Кавказа низшие организмы достигают большого расцвета. Особенно бурное развитие приобретают нодазориды, насчитывая 12 родов и более 60 видов, причем доминирующее положение сохраняет за собой Lenticulina. Одновременно наблюдается значительное изменение в составе милиолид и роталинид. Обновляется видовой состав рода Spirophtalmidium, появляются крупнораковинные представители дискорбид (Diseorbis), эпстоминид (Garantella, Brodrechia), полиморфинид (Ramelina Eruguttulina), спириллинид (Spirillina, Conispirillina Planispirillina), и, наконец, в глубоководных глинах большую популяцию имеют глобигериниды (Gloirigerina dagestanica, Globigerina avarica и др.), составляя в этих глинах 50—70% комплекса фораминифер.

Небезынтересно отметить особенности скульптуры раковин фораминифер, которые в отличие от байосских являются крупными, толстостенными, с резко выраженной скульптурой ребер (Москаленко, 1960; Н. Касимова, 1966 г.). Таким образом, расцвет беспозвоночных с развитием стеногалинных их представителей в верхнебайосский век на Восточном и Юго-Восточном Кавказе является убедительным доказательством нормальной солености позднебайосского бассейна.

Содержание хлора в глинах кейванской свиты изучено в ограниченном количестве проб из-за отсутствия этих отложений в Прикаспийской низменности (табл. 37). По девяти пробам среднее содержание хлора в аргиллитах кейванской свиты составляет 0,51%, что свидетельствует о нормальной солености позднебайосского бассейна. Содержание бора по трем пробам из отложений кейванской свиты пл. Ялама составляет

0,02%, что почти в 2 раза больше его кларка в сланцах и глинах (Green, 1959; Turekian, Wodepohl, 1961). Такое обогащение бором глин отмечается в водоемах нормальной солености, нередко в осадках солеродных бассейнов (Ивановская, 1965).

Как было отмечено выше, позднебайосский бассейн является относительно глубоководным. Глубина центральной котловины бассейна приблизительно определяется в 200–500 м и больше. Этот вывод основан на следующих неоспоримых фактах. Фациальный профиль глубоководных глин свидетельствует о том, что занятая ими площадь является центральной частью бассейна, глубина прогибания здесь больше, чем на соседних участках Восточного Дагестана и Главного хребта; в относительно глубоководных глинах бассейна р. Кара-Койсу с. Уллучара, хр. Лес, Тенгинской зоны алевролитовые прослои встречаются довольно редко; нет признаков активности гидродинамической среды осадконакопления; отсутствуют следы илоедов и других бентических организмов; не были отмечены раковины и отпечатки двустворчатых моллюсков; в указанных глинах скудны бентические фораминиферы – милиолиды, нодозариды, и, наоборот, широко распространены в них представители головоногих моллюсков и планктонные фораминиферы – глобигериниды и реже радиолариды. Допускаем, что в Восточном Дагестане, на южном склоне Кавказа в позднебайосский век осадконакопление происходило в пределах нижней части шельфа.

В позднебайосский век внутренняя область размыва допускается только в зоне Главного хребта в виде мелких островов, слабо участвовавших в осадконакоплении по сравнению с раннебайосским временем. Северная суша занимала территорию Среднекаспийского свода, Кизлярского залива и г. Кизляр. Средняя высота Предкавказской суши приблизительно составляет 540 м. Южная суша занимала территорию Евлахского, Кюрдамирского и Сабирабадского районов. В позднебайосский век средняя высота Куринской плиты составляла примерно 170 м. Таким образом, в позднебайосский век бассейн седиментации находился в относительном тектоническом покое; северная суша имела холмистый, а южная – равнинный рельеф. Этот вывод подтверждается также ослабленным характером осадконакопления по сравнению с более древними этапами развития среднеюрской эпохи; скорость седиментации в рассматриваемый век составляла 12 см за 1000 лет (табл. 39).

Незначительное участие песчано-алевролитовых пород в строении кейванской свиты не позволяет детально рассмотреть петрографические особенности областей размыва. Однако собранный материал по кейванской свите свидетельствует о том, что по-прежнему на территории Восточного Кавказа в составе песчано-алевролитовых пород сохранилась ассоциация кварца и устойчивых акцессорных минералов (рутил, циркон, турмалин, апатит), а на Юго-Восточном Кавказе и на южном склоне Большого Кавказа – ассоциация аркозово-граувакковых песчаников, алевролитов с хлоритом, слюдами, цирконом, турмалином и рутилом (Халифа-заде, 1966). Эти данные свидетельствуют о том, что в образовании отложений кейванской свиты Восточного Кавказа принимали участие метаморфизованные осадочные породы верхнего палеозоя Предкавказской платформы, а образование кейванской свиты на южном склоне Большого и Юго-Восточного Кавказа в основном происходило из материалов денудации древних метаморфических пород Куринской плиты.

Исходя из имеющихся в нашем распоряжении палеонтологических, геохимических, минералогических данных, мы сделали заключение, что

в позднебайосский век на Кавказе установился теплый климат с элементами аридизации. Пышный расцвет моллюсков и фораминифер в позднебайосском бассейне, особенно толстостенность их раковин, является убедительным показателем не только нормальной солености вод бассейна, но и потепления его климата, что способствовало улучшению пищевого режима бассейна седиментации. В аргиллитах кейванской свиты содержание каолинита достигает 30–35%, а количество хлорита снижается до 15% по сравнению с его высоким содержанием в аргиллитах хиналугской свиты. Этот факт свидетельствует о том, что в позднебайосский век потепление климата было неблагоприятным условием для образования хлорита в коре выветривания, имевшего место в более холодном раннебайосском веке, но оно способствовало образованию на континентах мощного элювиального слоя, обогащенного каолинитом. Потепление климата подтверждается также некоторыми минералогическими и геохимическими показателями, вычисленными для карбонатных конкреций кейванской свиты. Так, например, среднее содержание сидерита в карбонатных конкрециях кейванской свиты составляет 3% при содержании кальцита 39,5%. Модуль Ca/Fe в карбонатных конкрециях кейванской свиты равен 2,9, что намного больше, чем в конкрециях хиналугской свиты (табл. 39). Эти показатели говорят о том, что диагенетическое образование большого количества кальцита связано с более интенсивным накоплением его в осадках в стадии седиментогенеза. В связи с этим, как показали Г. Чилингар (Chilingar, 1956), Р. Фейбридж (1968), интенсивность химико-биологического накопления кальцита в осадках тесно связана с температурой морской воды. В позднебайосском бассейне также наблюдается повышенное накопление кальцита в осадках по сравнению с раннебайосским, что, как было доказано выше, указывает на потепление климата. Однако низкое содержание железа и сидерита в карбонатных конкрециях кейванской свиты свидетельствует о том, что потепление климата не сопровождалось увлажнением воздуха, как это имело место в ааленском веке Восточного и Юго-Восточного Кавказа.

Низкое значение Ca/Mg индекса в конкрециях кейванской свиты подтверждает также вывод о теплом, слабо засушливом характере климата позднебайосского века Восточного и Юго-Восточного Кавказа. Увеличение магнезиальности в конкрециях кеванской свиты по сравнению с конкрециями раннебайосского времени может быть связано с повышением температуры воды позднебайосского бассейна. Такой вывод не находит подтверждения на палеотемпературной кривой Р. Боуэна, составленной им для юрского периода Западной Европы. Такое расхождение связано с тем, что Р. Боуэну не удалось выполнить для самых верхов байоса достоверное измерение белемнитовой температуры. Кроме того, упомянутые в работе Боуэна данные по верхнебайосской температуре Западной Европы не совсем убедительны, а сам автор признает, что вмещающие белемниты слои не всегда обоснованно датированы. Следовательно, установленная им для верхнего байоса низкая температура, возможно, относится к среднему и нижнему байосу.

В позднебайосский век дифференциация основных геотектонических элементов бассейна седиментации почти не происходит. По-прежнему зона Главного хребта остается областью накопления минимальных мощностей.

В позднебайосском бассейне намечаются два прогиба: Чеченский на северо-западе и Тенгинский на юго-востоке. В этих прогибах формировались тонкозернистые глинистые осадки мощностью до 500 м. Областями

умеренного прогибания являются: на южном склоне — осевая зона Алазан-Агричанской депрессии и на северном — неширокая вытянутая субмеридиональная полоса, занимающая центральную часть Сланцевого Дагестана. Область Дагестанского клина, Прикаспийская низменность и прилегающая часть акватории Каспийского моря относятся к зонам формирования минимальных мощностей.

Палеогеография батского этапа развития (время образования карадагской свиты)

Детальная расшифровка фациально-палеогеографических условий образования батских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа в настоящее время является весьма трудной задачей, поскольку фаунистически охарактеризованные батские отложения в пределах данной области имеют очень ограниченное распространение (хр. Лес).

В остальных частях изучаемой территории батские отложения, возможно, уничтожены древними размывами мальма и неокома (фиг. 37, см. вкл.). Можно ожидать, что в батский век в результате предбатских движений ландшафтно-тектонический план Восточного и Юго-Восточного Кавказа был резко перестроен. Подобные утверждения базируются на следующих убедительных фактах.

1. Повсеместное отсутствие фаунистически охарактеризованных верхнебатских отложений на Кавказе. Описанные И. Церетели (1969) верхнебатские отложения в районе с. Сана Южной Осетии являются локальными и требуют дальнейшего уточнения.

2. Отсутствие фаунистически[1] охарактеризованных нижнебатских отложений в Азербайджане и их ограниченное распространение в Дагестане и Чечено-Ингушетии.

3. Преимущественно грубозернистый песчано-алевритовый состав батских отложений в Дагестане по сравнению с подстилающими их верхнебайосскими отложениями с остатками Parkinsonia Parkinsoni.

4. Широкое распространение вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в батских отложениях Абхазии и Малого Кавказа.

5. Возникновение в батский век самостоятельной зоны угленакопления в Грузии (Ткибули и Ткварчели).

Все эти факты свидетельствуют о том, что батский век на Кавказе ознаменовался резкой активизацией тектонических движений. Поэтому для наглядности на фациально-палеогеографическую карту батского века наряду с современным денудационным срезом нанесли и контуры древних денудаций с указанием стратиграфической глубины размыва среднеюрских отложений, что придает палеогеографической карте батского века палеотектонический характер. В частности, как явствует из палеогеографической карты, в пределах Восточного и Юго-Восточного Кавказа в диапазоне времени бат—баррем амплитуда и направление тектонических движений имели сложную картину. Наиболее региональное распространение имеют предбарремские, предкимериджские размывы, которые, в свою очередь, свидетельствуют о результативности тектонических движений мальма и неокома на этих этапах. Второе место по распространенности занимают предтитонские и предваланжинские размывы, соответственно менее интенсивны были связанные с ними тектонические движения.

---

[1] Имеется в виду охарактеризованность их руководящей аммонитовой фауной.

В результате предбатских движений резко увеличились размеры Предкавказской суши и Куринской плиты, а в зоне Главного хребта возникла субмеридиональная суша (Главнокавказская интрагеоантиклиналь), которая разделила единый позднебайосский бассейн на две области седиментации, условно названные дагестанской и азербайджанской. Судя по распределению фаций в Северном Дагестане, предбатскими движениями целиком были приподняты Сулакский эпикаледонский массив и Среднекаспийский свод; последний приобрел умеренно гористый, расчлененный рельеф. Граница Предкавказской суши по-прежнему проходила северо-восточнее современного дагестанского побережья Каспия.

В результате восходящих движений из-под воды поднялись затопленные в позднебайосский век участки Куринской плиты, которая, соединяясь с Грузинской глыбой, образовала на юге Кавказской геосинклинали единую крупную область денудации. Наиболее узким участком этой суши, видимо, являлась территория современной Аджиноурской степи. Возможно, вследствие предбатских движений из-под воды поднялись также возвышенные участки Дибраро-Яшминского палеозойского выступа. Не исключена возможность, что в результате предбатских движений произошло поднятие Губденского и Сулакского выступов и превращение их в область денудации, о чем говорит трансгрессивное залегание барремских отложений на размытую поверхность хиналугской свиты на площадях Эльдама, Иргардбаш, Карабудахкент и келловейских отложений на размытую поверхность хиналугской свиты в Талгах и кейванской свиты в Миатлах.

В батский век на территории Восточного и Юго-Восточного Кавказа вследствие тектонической активности, декомпенсированного и интенсивного размыва областей денудации на значительной части бассейна седиментации формировались мелководные песчано-алевролито-глинистые отложения зоны волнений. и течений. Допускаем, что основная роль в образовании грубозернистых мелководных отложений принадлежит размыву лейасовых пород Главнокавказской интрагеоантиклинали, благодаря денудации которых в зоне Бокового хребта, Среднеюрской моноклинали и на южном склоне Большого Кавказа также формировалась полоса песчано-алевролито-глинистых флишеподобных отложений. Алевролито-глинистые отложения зоны спокойной седиментации накопились в районах, удаленных от активных источников сноса, таких, как Хунзахское плато и Андийский хребет.

Относительно глубоководные глины формировались на северо-западе, в Чеченском прогибе. На юго-восточном окончании Кавказа, если исходить из фациально-палеографической экстраполяции, по-видимому, образовались мощные алевролито-глинистые отложения эпинеритовой и интранеритовой зоны.

По палеонтологическим данным батский бассейн Восточного и Юго-Восточного Кавказа имел нормальную соленость, однако не исключено некоторое опреснение вод в прибрежной зоне на участках интенсивного притока речных вод. В батском бассейне широкую популяцию имели из аммонитов аппелиды, паркинсониды и некоторые филлосератины и литосератины.

По данным С.Ф. Макарьевой (1969) и Т.А. Москаленко (1961), в батских отложениях Дагестана и Чечено-Ингушетии комплекс микрофауны значительно обеднен по сравнению с позднебайосским бассейном. Среди фораминифер встречаются Palaeomiliolina из милиолид и песчаные фораминиферы из семейства Heterominidae, Phiramminidae Trachaminidae

с агглютинированной стенкой раковин. Однако бедный состав микрофауны в батских отложениях обусловлен, возможно, не изменением солености, а более активной гидродинамикой придонных слоев и более интенсивной седиментацией осадков, где для популяции микробентоса условия бассейна были менее благоприятными.

Батский бассейн Восточного и Юго-Восточного Кавказа являлся мелководным, и осадконакопление происходило в активной гидродинамической среде. Волнением и течением были охвачены не только поверхностные воды, но и повсеместно придонные слои. Об этом свидетельствуют широкое распространение в песчано-алевролитовых породах карадагской свиты слоистой ряби волнения и течения, обильность следов илоедов и пескожилов и широкая популяция в этих отложениях песчаных фораминифер с руководящей формой Ammodiseus baticus Dain. По-видимому, только в Чечено-Ингушетии и Осетии в батском бассейне Северного Кавказа существовала глубокая впадина, где формировались пелагические глины с прослоями алевролитистых мергелей.

Для батского бассейна, судя по распространению слоистости ряби волнения и течения, был характерен активный гидродинамический режим. Однако уничтожение отложений карадагской свиты на большой территории не позволило нам воссоздать основные черты палеогидродинамики этого бассейна. Тем не менее можно предполагать, что вокруг Главнокавказской интрагеоантиклинали и вдоль берегов Куринской плиты и Предкавказской суши существовали побережные течения переменных направлений.

Как было отмечено выше, в результате предбатских движений в батский век ландшафтно-тектонический план Восточного и Юго-Восточного Кавказа резко перестроился (Халифа-заде, 1966, 1966а, 1967). Наряду с образованием в зоне Главного хребта крупной внутренней области размыва сильно расширилась площадь предкавказской части Скифской платформы. Видимо, соединились между собой Среднекаспийский свод, Озек-Суатский выступ, Ставропольский массив и кристаллическое ядро Центрального Кавказа. На юге также возникла крупная субширотная суша в результате соединения Куринской плиты с Грузинской глыбой. Резко ухудшилась связь батского бассейна с Тетисом и другими эпиконтинентальными и геосинклинальными морями Копетдага, Большого Кавказа, Эльбруса, Малого Кавказа, Крыма и Карпат. Предкавказская суша, особенно ее среднекаспийская часть, имела умеренно расчлененный рельеф и состояла из отдельных невысоких возвышенностей. Главнокавказская суша и Куринская плита, видимо, имели равнинный и холмистый рельеф.

Уменьшение количества каолинита в аргиллитах карадагской свиты позволяет утверждать, что на континентах из-за менее благоприятных климатических условий не образовался мощный элювиальный покров, обогащенный каолинитом. Минералогический состав песчано-алевролитовых пород карадагской свиты показывает, что формирование этих пород происходит за счет размыва метаморфизированных осадочных пород верхнего палеозоя Предкавказской суши, а на Куринской плите по-прежнему денудировалась древняя метаморфическая толща слюдистых сланцев и филлитов. Много обломков осадочных пород, обнаруженных в песчаниках карадагской свиты у селений Гуниб, Чох, Голотль, Цудахар, связаны с размывом нижнеюрских толщ из зоны Главного хребта.

По палеонтологическим и геохимических данным и по флористическим, палинологическим исследованиям соседних областей Кавказа и Мангышлака, в батский век климат на Восточном и Юго-Восточном Кав-

казе был теплым и не отличался влажностью, а скорее всего, эта территория характеризовала зону сухих субтропиков.

Появление в отложениях карадагской свиты Дагестана и Чечено-Ингушетии, а также Грузии (Мацкевич, 1964; Церетели, 1969) в батский век типичных представителей аммонитов из Среднеземноморской зоогеографической провинции (оппелиды, кадомиты) может быть объяснено дальнейшим потеплением климата на Кавказе по сравнению с позднебайосским веком. По заключению Г.В. Делле (1960), Ткварчельская флора батских отложений обладает большим видовым разнообразием. Большую часть видов составляют цикодофиты, среди которых особенно разнообразны нильсоны; беннетитовые встречаются довольно редко. Из папоротников наряду с обычными среднеюрскими видами Coniopteris, Leotrelites, Cladoflebis в малом количестве присутствуют представители теплолюбивых папоротников из семейств Dipteriaceae, Marattiaceae. Из гингковых в батских отложениях Грузии встречаются Sphenobaiera, Crekonowskia, из хвощевых – Neocalamites и Equisistites.

Для споровопыльцевых комплексов батских отложений Абхазии характерно заметное увеличение глейхениевых. Резко сокращается количество хвойных с воздушными мешками сем. Pinaceae, их сменяет пыльца семейств Araucariaceae Cupressaceae и Brachyphyllum. Пыльца саговых и гингковых встречается в соотношениях 3:1, беннетитовые исчезают.

Присутствие в батской флоре ткварчельской угольной залежи представителей Dipteridaceae и хвощевых связано, видимо, с локальными климатическими условиями (заболоченная приморская равнина). Они являются реликтовыми эндемиками и не могут характеризовать в целом сухой субтропический климат батского века Кавказа. Наоборот, споровопыльцевой спектр батской флоры (наличие пыльцы только саговых) говорит о том, что в батский век климат Кавказа имел субтропический семиаридный характер. Об этом свидетельствует исчезновение беннетитовых и распространение глихениевых (ксерофитная флора) среди папоротников. Указанный вывод подтверждается также составом споровопыльцевого спектра батских отложений Мангышлака (Беннисон, Гофман, Цатурова, Алексеева, Громова, 1970). По данным А.А. Цатуровой и др. (1970), отличительной чертой батского спорово-пыльцевого комплекса Мангышлака является заметная роль спор семейства Gleicheniaceae, содержание которых в ряде образцов составляет 6–7%. Содержание спор рода Coniopteris уменьшается до 15–20%, а в байосских отложениях споры этого рода, наоборот, составляют 60–70% общего количества спор в породах. В батском комплексе Мангышлака в отличие от байосского содержание пыльцы Glossopolis заметно возрастает (до 13,5% против единичных экземпляров), а количество пыльцы гингковых, саговых и беннетитовых в батских породах, напротив, резко снижается. Об аридизации климата Кавказа в батский век свидетельствуют также данные других исследователей по Сибирской платформе. По данным Ю.В. Тесленко и В.И. Ильиной, на юге Сибири растительные сообщества обогащаются в конце средней юры формами, указывающими на потепление и аридизацию климата; на юге Западной Сибири формируются красноцветные осадки. А.В. Гольберг и И.Д. Поляков по результатам палинологических исследований пришли к выводу, что, начиная с конца средней юры, на юге Западной Сибири устанавливается субтропический семиаридный климат, а на северной половине низменности – субтропический влажный.

Изменение в батский век климата Кавказа косвенно доказывается также данными изотопной термометрии по Западной Европе и Сибирской

платформе (Bowen, 1961, 1968; Frits, 1965). По данным этих исследователей, в батский век начинается новое потепление. Температура воды батского бассейна Северной Европы по рострам белемнитов составляет 20–22° (Bowen, 1961). Палеотемпература батского века Западной Европы определена Р. Боуэном (1962) по двум пробам, взятым из подошвы этого яруса в Нормандии. По этим пробам зафиксированы температуры 19,6 и 21,8°С. Исходя из палеотемпературных и палеомагнитных исследований Ранкорна Нэйрна Боуэна и предположения о том, что в юрском периоде экватор находился на юге Европы и проходил вдоль Средиземного моря, можно ожидать, что абсолютная приморская температура батского бассейна на Кавказе должна быть на 5–7° выше, чем в Северной Европе. О потеплении и аридизации климата на Кавказе в батский век можно судить по распределиню каолинита в этих отложениях и по изменению отношений Ca/Fe и Ca/Mg в конкрециях.

Низкое содержание каолинита (10–15%) в глинах карадагской свиты указывает на то, что на континентах интенсивность химического выветривания ослабла, что может быть объяснено засушливым характером климата. Указанный вывод может быть подкреплен также относительно низким коэффициентом зрелости (0,5–0,6) песчано-алевролитовых пород карадагской свиты. Этот вывод убедительно подкрепляется еще чрезвычайно низким содержанием (1,0%) сидерита в конкрециях карадагской свиты (табл. 34). Ca/Fe в конкрециях батских отложений составляет 6,3, что в 25 раз больше, чем в конкрециях карахской свиты. Это свидетельствует о сильном подавлении химического выветривания на континентах благодаря засушливости климатических условий. Ca/Mg отношение в конкрециях карадагской свиты составляет 7,8, что намного ниже, чем в конкрециях хиналугской свиты. Повышенная магнезиальность батских конкреций, в свою очередь, также указывает на потепление климата и увеличение температуры морской воды в батский век по сравнению с температурой воды байосского бассейна Кавказа. Однако чрезмерно малое содержание железа в батских конкрециях свидетельствует о том, что повышение температуры воздуха не сопровождалось его увлажнением, как это налюдается в тропических зонах, а наоборот, климат носил засушливый семиаридный характер.

Таким образом, анализ и обобщение большого количества разнообразных исследований показали, что в батский век климат Кавказа был субтропическим семиаридным, иначе говоря, Кавказ находился в зоне сухих субтропиков.

В результате предбатских движений геотектонические элементы батского бассейна Восточного и Юго-Восточного Кавказа дифференцировались на следующие области воздымания и прогибания. Осевая зона бассейна седиментации резко переместилась на северо-восток и проходила через Хунзахское плато, зону Араканы-Кудутской складчатости и Третичное предгорье Дагестана. В батский век области Главного хребта, Дибрар-Яшминского палеозойского выступа, Губденского и Сулакского тектонических выступов являлись участками воздымания или кое-где формирования минимальных мощностей. Чеченский прогиб, унаследованный от предыдущих времен средней юры, являлся в это время областью прогибания; мощность карадагской свиты составляет здесь 500–550 м. Для остальных частей бассейна седиментации из-за уничтожения отложений карадагской свиты древними денудациями мальма и неокома установить характер расчленения дна бассейна седиментации трудно.

КЕЛЛОВЕЙСКИЙ ВЕК

Некоторые черты палеогеографических условий образования отложений келловейского века Восточного и Юго-Восточного Кавказа освещены в работах Д.В. Дробышева (1931), В.В. Белоусова (1939), Н.Н. Ростовцева (1948), В.Е. Хаина (1950), В.Е. Хаина, Н.Б. Вассоевича и др. (1951), И.А. Конюхова (1956), Э.Ш. Шихалибейли (1956), Г.П. Леонова, Г.А. Логиновой (1956), Ш.С. Абрамова (1959), Б.Ф. Крымова (1960), М.М. Мацкевича (1963), К.М. Султанова, Ч.М. Халифа-заде, С.С. Самедова (1963), А.С. Сахарова (1965) и К.М. Султанова, Ч.М. Халифа-заде, О.А. Керимова (1968) и В.Б. Агаева (1979).

Адыгейская фаза складчатости резко изменила в раннекелловейский век ландшафтно-тектонический план Восточного и Юго-Восточного Кавказа. В зоне Главного хребта Главнокавказская суша, возникашая еще в батский век, расширила свою площадь, охватывая значительную часть Бокового хребта и осевую зону Тфанского антиклинория. В значительной степени была приподнята Предкавказская часть Скифской платформы. А значительная часть области Дагестанского клина вследствие воздымания образовала с Сулакским массивом единую северо-восточную сушу. Южная граница этой суши проходила севернее населенных пунктов Каякент, Избербаш и южнее городов Талги и Хасавюрт. Возможно, келловейские движения в слабой форме отразились на изменении рельефа и конфигурации Куринской плиты, которая поставляла в келловейский бассейн южного склона обломочный материал.

Трансгрессивное залегание среднекелловейских отложений на различных слоях средней юры, их малые мощности с прослоями конгломератов и гравелитов в Центральном (селения Гуниб, Цудахар, Унцукуль, Араканы, Кудутль) и Северо-Западном Дагестане (селения Голотль, Карадаг, Карата, Ботлих) позволяют с некоторой вероятностью утверждать, что Главнокавказская суша через Центральный Дагестан мелкими островками была связана с основной северо-восточной Предкавказской сушей. Опираясь на данные В.Е. Хаина (1950), Э.Ш. Шихалибейли (1956), допускаем существование в раннекелловейский век островного моря в зоне Кахетино-Вандамского антиклинория. По данным В.Е. Хаина, Н.Б. Вассоевича и др. (1951), Дибрар-Хизинская зона в келловейский век являлась областью устойчивой морской седиментации. Таким образом, раннекелловейский бассейн Восточного и Юго-Восточного Кавказа мелководен и расчленен на более мелкие геотектонические элементы.

Распространение грубозернистых кварцевых песчаников с крупной косой однонаправленной слоистостью (мощность косых серий 50—80 см, и угол наклона слоек 15—18°) на Андийских и Гимрийских хребтах Северного Дагестана (присводовая часть Варандинской, Сала-Тауской и Кадарской брахиантиклиналей; р. Беной-Ясси, селений Чирката, Унцукуль и Апши) указывает на то, что в раннекелловейский век эта область представляла дельтовую и придельтовую части древней реки, водосборной площадью которой являлся Сулакский массив. Об аллювиальном и дельтовом происхождении железистых песчаников нижнего келловея Северного Дагестана впервые высказали предположение Г.П. Леонов и Г.А. Логинова (1956).

В нижнекелловейских отложениях Дагестана (песчано-алевролитовая свита) с северо-востока на юго-запад намечается отчетливая фациальная зональность. Так, например, в Северо-Восточном Дагестане в районах Андийского и Гимрийского хребтов формировались грубозернистые отложения подводной части дельты и придельтового мелководья.

В этих отложениях органические остатки встречаются очень редко. Далее, по направлению к югу и юго-западу эти отложения сменяются известковыми песчаниками и алевролитами с прослоями внутриформационных конгломератов и гравелитов, которые богаты остатками аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков. В Южном Дагестане и в зоне Среднеюрской моноклинали формировались глинисто-алевритовые осадки с богатой моллюсковой фауной. По-видимому, в раннекелловейский век благодаря размыву Главнокавказской суши вдоль северо-восточной окраины Бокового хребта, как и в Центральном Дагестане, накопились мелководные песчано-алевритовые осадки. К сожалению, из-за современных или древних денудационных срезов эта мелководная фация раннекелловейских отложений в коренном залегании нигде не встречается.

По данным Б.Ф. Крымова и М.М. Мацкевича (1964), в раннекелловейский век тонкозернистые отложения с остатками Cadoceras elatme формировались в Горной Ингушетии (перевал Герчак) и в бассейнах рек Армхи, Гехи и т.д.

Трансгрессивное залегание резличных слоев неокома на среднеюрских отложениях Прикаспийской низменности Дагестана и Азербайджана не позволяет реконструировать фациально-палеогеографические условия келловейских отложений в этом районе. Однако, исходя из зональности фаций в юго-западном и северо-восточном направлениях келловейского бассейна, можно предполагать, что значительная часть Прикаспийской низменности в келловейский век представляла собой область морской седиментации. Более того, можно предполагать, что келловейский бассейн Восточного Кавказа через Прикаспийскую низменность имел связь с южными морями Большого Балхана, Копетдага, Тянь-Шаня и т.д.

Среднекелловейский век можно рассматривать как этап затухания тектонической напряженности и развития трансгрессии. И поэтому неслучайно в этот век на территориях Дагестана и Чечено-Ингушетии формировались алевролито-глинистые и карбонатные отложения. Этот вывод подтверждается трансгрессивным залеганием среднекелловейских отложений (алевролито-известково-глинистая свита) на различных слоях нижнего келловея и средней юры. В результате нисходящих движений также оказались под водой Боковой хребет и юго-западное обрамление Предкавказской суши. В среднекелловейский век южная граница Предкавказской суши проходила через города Каспийск, Махачкала, Хасавюрт. Можно предположить, что в это время как основные, так и внутренние области денудации имели равнинный и слабо расчлененный холмистый рельеф. Отчетливо вырисовывающаяся в Северном Дагестане в раннекелловейском веке речная система, судя по распределению тонкозернистых отложений, не регистрируется в среднекелловейском веке. Фациальная зональность среднекелловейских отложений на Восточном Кавказе носит унаследованный характер от раннекелловейского века. Возможно, в зоне Нарат-Тюбинской моноклинали и в окрестностях г. Хасавюрт в этот век формировались грубозернистые отложения зоны волнения моря, в районах Гимрийских хребтов распространена фация алевролито-глинистых осадков зоны волнения и течения, отложения которой богаты створками двустворчатых моллюсков, скульптурными знаками и рябью слоистости волнения и течения.

В среднекелловейский век в Центральном (Араканы, Гергебиль, Гуниб) и Северо-Западном Дагестане (Голотль, Карата, Ботлих, Химой) формировались глинистые и алевролито-глинистые отложения зоны спокойной седиментации с прослоями мергелей, известняков и с обиль-

ными кальцитовыми конкрециями. Южнее полосы селений Цудахар, Акуша в составе среднекелловейских отложений большое участие принимают карбонатные породы. В частности, среднекелловейский комплекс в районах селений Урари, Сардакент, Юхары Яраг представлен алевритистыми известняками, мергелями и известковыми алевролитами с обильной моллюсковой фауной. Можно предположить, что в области Бокового хребта и на южном склоне Кавказа формировались известково-алевритовые осадки зоны волнения и течения моря (карбонатно-терригенный флиш). В дибрарском прогибе и на юго-восточном окончании Кавказа накопились алевролито-глинистые и известковые осадки зоны спокойной седиментации (пелагическая зона). По данным Б.Ф. Крымова (1963) и А.С. Сахарова (1965), известковые осадки (известняки и мергели) среднего келловея формировались в северо-западной пелагической части бассейна в Горной Ингушетии (перевал Герчен, реки Армихи и Гехи). Поэтому благодаря глубоководным условиям образования отложения среднего келловея Чечено-Ингушетии менее богаты аммонитами и пелециподами.

Келловейский бассейн Восточного и Юго-Восточного Кавказа по сравнению с среднеюрскими бассейнами имел наиболее благоприятную среду (с нормальным солевым, температурным, газовым и пищевым режимами) для развития органического мира. Поэтому в глинах среднего келловея наряду с пелециподами, аммонитами мы находим многочисленные остатки морских ежей, брахиопод, криноидов и низших организмов. По такому разнообразию популяций беспозвоночных келловейский бассейн Восточного Кавказа можно сравнить с современным Средиземным морем. Этот бассейн, судя по грубозернистому составу и степени сортировки его осадков, являлся мелководным. Волнение и течение перемешивали всю толщу водной массы. В среднем келловее в связи с развитием трансгрессии в Центральном и Юго-Восточном Дагестане глубина бассейна достигала приблизительно 150–200 м. Об этом свидетельствует распространение в районах Араканы, Гуниб, Цудахар тонкозернистых осадков со скудным бентосом.

По палеонтологическим и геохимическим данным, в келловейский век Восточный и Юго-Восточный Кавказ находился в зоне сухих субтропиков. Об этом свидетельствует родовое и видовое разнообразие беспозвоночных в келловейском бассейне Кавказа. Наряду с крупными пелециподами и аммонитами встречаются представители эхиноидей и брахиопод. Особенно примечательно распространение в келловейских отложениях Восточного Кавказа крупных пектанидов и устриц, кораллов и мшанок, являющихся стеногалинными и стенотермными организмами. Так, например, по данным В.А. Захарова (1966), устрицы размножаются только при температуре воды около 20°.

По богатству популяции фауны келловейский бассейн Кавказа можно отнести к Средиземноморской зоогеографической провинции. Абсолютная температура келловейского бассейна Кавказа определена нами по содержанию O^{18} и Ca/Mg индексу в раковинах пектинидов и ростров белемнитов (Neohibolitites). Как ясно из табл. 39, при определении изотопной температуры по белемнитам и пектенидам были получены различные результаты, а именно: по белемнитам – 16° и пектинидам – 25–26°. Это связано с тем, что белемниты обитали в пелагеле, в толще воды, где температура была намного ниже, чем в литорали, где обитали пектиниды. В зоне прибоя, где обитали массивные толстораковинные аквипектены, вода основательно прогревалась солнцем.

Опираясь на результаты определения абсолютной температуры воды мелководья келловейского бассейна в раковинах Aequipecten и рострах белемнитов, допускаем, что климат Кавказа в келловейский век был сухим субтропическим и температура воздуха, по-видимому, составляла 26–30°. Если исходить из климатической зональности северного полушария Земли, то эти данные согласуются с палеотемпературными определениями Р. Боуэна (1962) по Гренландии, П. Фрица (1965) по югу ФРГ, Т.С. Берлин, Д.П. Найдина и др. (1964) по северной части Русской равнины, где белемнитовая температура келловейского бассейна колеблется в пределах 13–17°. По данным указанных исследователей, в келловейский век Гренландия, значительная часть Германии и север Русской равнины находились в умеренной климатической зоне.

Выше, по палеонтологическим данным, было отмечено, что Кавказ в келловейский век был расположен в теплой Средиземноморской зоогеографической провинции. Установленная нами по пектинидам температура прибрежных вод келловейского бассейна Восточного Кавказа еще раз подтверждает сделанный вывод о принадлежности Кавказа к Средиземноморской зоогеографической провинции.

Некоторые детали климата на континентах келловейского бассейна раскрываются также отношением Ca/Fe и Ca/Mg в карбонатных конкрециях. Значение Ca/Fe в карбонатных конкрециях келловейских отложений Восточного Кавказа является самым высоким из всех конкреций средней юры. Достаточно указать, что в конкрециях келловея железо не образует свои карбонатные минералы. Это прежде всего связано с тем, что химическое выветривание на континентах было сильно подавлено за счет неблагоприятных, засушливых климатических условий. Поэтому неслучайно, что в аргиллитах келловейских отложений Дагестана нам не удалось обнаружить примеси каолинита. Наоборот, как на континентах, так и в бассейне в стадиях седиментогенеза и диагенеза осадков создавались благоприятные условия для генерации хлорита за счет обогащенности донных осадков магнием. В аргиллитах келловея содержание хлорита достигает 30–40%, а на контакте с оксфордом встречаются зеленовато-серые, зеленовато-оливковые глины, где хлорит является доминирующим минералом, в качестве примеси (10–15%) установлены магнезиальные гидросиликаты; содержание MgO в этих глинах колеблется в пределах 15–17%. Ca/Mg отношение в конкрециях келловея ниже, чем в конкрециях байос-батского комплекса (табл. 34). Однако эта разница меньше единицы и не полностью отражает заметное повышение температуры воды келловейского бассейна. Можно предположить, что по сравнению с батским веком в келловейский век климат был теплее на 3–5°. Это подтверждается еще усилением хемогенного накопления карбонат-кальция в келловейском бассейне. Известковистость келловейских отложений достигает 35–46% при 10–15%-ной известковистости батских отложений. В результате предкелловейских движений основные структурные элементы юрской геосинклинали Восточного и Юго-Восточного Кавказа подвергались дальнейшему расчленению и дифференциации.

В пределах геосинклинали Восточного и Юго-Восточного Кавказа областями нулевых мощностей или воздымания оказались зона Главного хребта и осевая часть Бокового хребта и на юге – Вандамский антиклинорий. Возможно, зона Губденского и Сулакского тектонических выступов являлась также областью воздымания. В качестве областей прогибания могут быть рассмотрены Чеченский прогиб, Центральный и Юго-Восточный Дагестан и Дибрар-Хизинская зона, где формировались глинисто-известковые осадки мощностью 200–300 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа являются весьма сложным осадочным комплексом, в котором заключены сульфидно-полиметаллические руды в горной части и промышленные скопления нефти и газа в депрессии. Благодаря применению регионально-стратиграфических, литологических и фациально-палеогеографических методов исследования в едином комплексе авторам удалось расчленить среднеюрскую песчано-алевролитово-глинистую толщу на ряд литолого-стратиграфических подразделений, соответствующих переломным моментам геологической истории региона. С помощью этих подразделений местные свиты Известнякового и Сланцевого Дагестана, северного и южного склонов Кавказа надежно были увязаны между собой.

На базе прочной стратиграфической схемы были разработаны литолого-минералогические и палеогеографические вопросы среднеюрских отложений и расшифрованы условия их образования.

1. В пределах Восточного и Юго-Восточного Кавказа среднеюрские отложения были расчленены на следующие регионально-стратиграфические подразделения — свиты: карахская — J^{kr}_{1-2}; хивская — J_2^{chw}; хиналугская — J_2^{chnl} ; кейванская — J_2^{kw}; карадагская — J_2^{krd} .

Благодаря широкому распространению аммонитов в отложениях выделенных подразделений они тщательно были привязаны к международной шкале, надежно определено их стратиграфическое положение.

Карахская свита в значительной части Дагестана и Чечено-Ингушетии представлена песчаной угленосной толщей. В крайнем Юго-Западном Дагестане (зона Самурского и Шахинабадского антиклинориев) грубозернистые отложения карахской свиты замещаются более тонкозернистыми песчано-алевролито-глинистыми, а в Тфанской и Аттагачайской зонах — алевролито-глинистыми отложениями, обогащенными кальцит-сидеритовыми конкрециями и карбонатными желваками.

В Известняковом Дагестане и восточной части Сланцевого карахская свита распадается на отдельные толщи и слои (400—1000 м), которые имеют значительную выдержанность на большой площади и отличаются более высокой песчанистостью, глинистостью, угленосностью и конкреционностью. Эти толщи приняты за более дробные подразделения карахской свиты: нижнекарахская, среднекарахская и верхнекарахская подсвиты.

В зоне Главного хребта, где карахская свита представлена в более мелкозернистом песчано-глинистом литологическом составе, трехчленное строение свиты выражено очень расплывчато. В указанной области известково-песчаная толща в основании разреза и вышележащие песчано-глинистые слои с песчанистостью 30—40% сопоставляются с нижнекарахской подсвитой. Верхняя часть песчано-сидеритовой свиты Шихалибейли

соответствует среднекарахской подсвите. Горизонт аташкаинских песчаников может быть рассмотрен как верхний стратиграфический элемент карахской свиты.

В Аттагайской зоне карахская свита имеет двучленное строенин: нижний песчано-глинистый комплекс и верхняя глинистая толща с включениями сидеритовых конкреций и с редкими прослоями алевролитов. В целом возраст карахской свиты отвечает верхам верхнего тоара, нижнему аалену и нижней половине верхнего аалена.

Хивская свита по сравнению с подстилающей карахской свитой повсеместно обладает тонкозернистым литологическим составом и повышенной конкреционосностью (2–3%).

В азербайджанской части Большого Кавказа свита имеет однородное строение и сложена аргиллитами и глинистыми сланцами с включением кальцит-сидеритовых и сидеритовых конкреций с пиритовым ядром и крупных конкреционных линз с коркой тутенштейна.

В Дагестане хивская свита в зоне Самурского антиклинория имеет двухчленное строение. В нижней части комплекса песчано-алевролитовые породы составляют 30–40% разреза. В зоне Джуфидагского антиклинория хивская свита имеет более сложное трехчленное строение. Так, например, в районе р. Чирахчай нижняя половина свиты сложена массивными песчаниками, разобщенными алевролито-глинистыми пачками. Средняя часть свиты представлена аргиллитами, обогащенными караваеобразными карбонатными конкрециями.

Верхняя часть данного подразделения сложена также массивными пластами зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, разобщенных более мощными пачками темно-серых аргиллитов с включениями кальцит-сидеритовых конкреций. Установленные в хивской свите аммониты встречаются в зонах Ludwigia murchisonal и L. concava, что позволяет уверенно датировать возраст данной свиты как верхнеааленский.

Хиналугская свита в значительной части Южного Дагестана и Северного Азербайджана сложена грубозернистыми песчано-алевролитовыми породами с редкими прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Лишь в бассейнах рек Шаро-Аргун, Андийское Койсу и хр. Лес данная свита имеет тонкозернистый алеролито-глинистый состав с многочисленными включениями сидерит-кальцитовых конкреций. В Центральном Дагестане в районах селений Чох, Гуниб, Цудахар и Кудутль хиналугская свита представлена в полном объеме, фаунистически хорошо охарактеризована и имеет трехчленное строение: нижняя — глинисто-алевролитовая, средняя — алевролито-глинистая и верхняя — песчано-алевролитовая толщи. Литологический состав и мощность этих низших литолого-стратиграфических подразделений хиналугской свиты резко меняются от Центрального Дагестана в северном, северо-западном и юго-восточном направлениях благодаря их оглиниванию либо опесчаниванию.

В целом в пределах Южного Дагестана и азербайджанской части Большого Кавказа хиналугская свита распадается на две части: нижнехиналугскую и верхнехиналугскую подсвиты. В зоне Тенгинско-Бешбармакского антиклинория и Бегимдаг-Текчайской зоны хиналугская свита имеет алевролито-глинистый состав, а в зоне Кахетино-Вандамского антиклинория этот литостратон сложен вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Стратиграфическое положение хиналугской свиты определяется нижне- и верхнебайосским подъярусами.

Значительная часть кейванской свиты в Южном и Юго-Восточном Дагестане уничтожена древними денудациями мальма и неокома. Для

отложений кейванской свиты характерна фациальная стабильность на большой площади при сравнительно небольшой ее мощности. В Дагестане и Чечено-Ингушетии литологический состав свиты почти не меняется и представлен темно-серыми оскольчатыми и реже скорлуповатыми аргиллитами с включениями кальцитовых конкреций и конкреционных линз. В Азербайджане кейванская свита имеет песчано-глинистый и алевролито-глинистый состав в районах, прилегающих к зоне Главного хребта. В Тенгинской зоне она также носит глинистый характер. В Дагестане в отложениях кейванской свиты собрана богатая коллекция аммонитов и фораминифер, датирующих верхнебайосский возраст свиты. В самих верхах кейванской свиты встречаются батские формы Parkinsonia eimensis и Parkinsonia Ferruginea, что позволяет определить стратиграфическое положение данной свиты как верхнебайос-нижнебатское.

Отложения карадагской свиты сохранились от древних размывов мальма и неокома в Центральном, Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии. В Центральном Дагестане карадагская свита представляет собой грубый флиш мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В Северо-Западном Дагестане и Чечено-Ингушетии карадагская свита сложена аргиллитами с включениями кальцитовых конкреций с прослоями алевролитов. Этот литостратон по сравнению с подстилающими и вышележащими отложениями слабо охарактеризован аммонитами и фораминиферами.

В Центральном и Северо-Западном Дагестане в карадагской свите различными исследователями собрана коллекция нижнебатских аммонитов, что позволяет определить стратиграфическое положение данной свиты как нижнебатское.

Выявленные региональные литолого-стратиграфические подразделения установлены также в среднеюрских отложениях разведочных площадей Прикаспийской низменности Дагестана и Азербайджана. Лишь отложения карадагской свиты нигде не уцелели от древних размывов верхней юры и неокома. Карахская свита полностью вскрыта в локальных структурах Губденского тектонического выступа и Талгинского купола. Верхняя часть свиты была установлена на площадях Дузлак, Балхас-Хунуг.

Хивская свита установлена на площадях Губденского и Сулакского выступов, Восточной и Западной антиклинальных зон и в локальных структурах Текчай и Бегимдаг Третичной моноклинали.

Хиналугская свита вскрыта глубоким бурением во всех изученных структурах Прикаспийской низменности.

Кейванская свита уверенно выделяется в Яламинской зоне как по литологическим, так и промыслово-геофизическим данным. В Южном Дагестане данная свита сохранилась от размыва в селениях Хошмензил и Даг. огни, а также на площади Миатлы Сулакского выступа.

2. В строении среднеюрских отложений восточной части Большого Кавказа принимают участие следующие литологические классы пород: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, углистые сланцы и карбонатные концентрации.

Грубообломочные породы в виде выклинивающихся пластов и линз встречаются в строении карахской и хиналугской свит, а в остальных подразделениях содержание их меньше 1%.

В кейванской свите конгломераты и гравелиты не были установлены. Песчаники и алевролиты являются основными структурными элементами отложений карахской, хиналугской и частично карадагской свит (15—

60%). Для песчано-алевролитовых пород средней юры характерен полимиктовый состав со значительным содержанием грауваккового материала. Олигомиктовые песчаники спорадически распространены в отложениях карахской и очень редко в хиналугской свите Северного Дагестана.

В песчано-алевролитовых породах средней юры установлены 25 аллотигенных и аутигенных минералов. Из них породообразующими являются: кварц, ортоклаз, альбит, олигоклаз, обломки осадочных и кремнистых пород, кремнистых сланцев, обломки кварцитов и эффузивных пород и обломки глинистых и кристаллических сланцев, кальцит, сидерит, лимонит и пирит. Из акцессорных минералов отмечены: циркон, турмалин, гранат, апатит, рутил, сфен, анатаз, брукит, эпидот, авгит, роговая обманка, дистен, ставролит, барит, лейкоксен, ильменит, биотит, мусковит, хлорит. Среди выделенных петрографических типов пород наиболее широкое распространение имеют полевошпатовые граувакки и собственные граувакки. В пределах зоны Главного хребта в строении песчано-алевролитовых пачек заметное место занимают граувакковые аркозы.

Особенно большие изменения терригенно-минеральных ассоциаций песчано-алевролитовых пород отмечены для ааленского и байосского этапов развития.

На примере изменения минералогического состава песчано-алевролитовых пород средней юры раскрывается связь климата и тектоники с литогенезом. Высокое содержание кварца в песчано-алевролитовых породах карахской свиты при низком содержании полевых шпатов, особенно плагиоклазов, обусловлено теплым и влажным климатом ааленского века, что подтверждается завышенным значением коэффициента мономинеральности (1%) обломочных пород.

Резкое падение содержания кварца в песчано-алевролитовых породах хиналугской свиты с увеличением ортоклаза, кислых плагиоклазов, граувакового материала с заметным количеством эффузивов при низком значении коэффициента мономинеральности хорошо коррелируется как тектоническими, так и климатическими факторами. При этом оба эти фактора (похолодание климата и тектоническая активность) действуют на минералогический состав обломочных пород хиналугской свиты в одном направлении.

3. Среди глинистых пород по степени катагенетических изменений и метаморфизма выделяются аргиллито-подобные глины, аргиллиты, сланцеватые аргиллиты, глинистые и аспидные сланцы.

Коллоидные фракции глинистых пород сложены гидрослюдой 2М, гидрослюдой 1М, каолинитом, хлоритом, монтмориллонитгидрослюдой и хлорит-гидрослюдой.

Породообразующими глинистыми минералами глинистых пород средней юры являются: гидрослюда 2М, каолинит, триоктаэдрический хлорит. Резкая перестройка ландшафтно-тектонического плана и изменение климата при ааленском и байосском этапах развития наложили определеленной отпечаток в пространственном размещении глинистых минералов и их более сложных минеральных ассоциаций.

Наблюдаются увеличение содержания гидрослюд и уменьшение количества каолинита во всех типах морских отложений. В содержании каолинита на его фациальном профиле установлено два максимума, связанных с аллювиальными (пойменными) и дельтовыми отложениями. Это свидетельствует о том, что поступившие в область седиментации частицы каолинита имеют обломочное происхождение.

Повсеместное уменьшение каолинита в морских отложениях обуслов-

лено быстрой коагуляцией этого минерала в морской среде. Этому способствуют крупные пластинки каолинита и склонность его адсобировать Ca^{2+} из морской воды.

Содержание гидрослюд во всех фациях больше 50%, однако их количество резко увеличивается в глинах морских отложений. Увеличение содержания гидрослюд в морских глинах, видимо, обусловлено хорошей транспортабельностью пластинок гидрослюд в морской среде. При этом они подвергались определенной механической дифференциации. Наиболее дисперсные чешуйки отлагались в пелагической части моря. Поэтому неслучайно, что при увеличении содержания гидрослюд в морских глинах содержание K_2O в них остается низким, что связано с их сильной дегидрадированностью. Абсолютный возраст среднеюрских гидрослюд независимо от датировки вмещающих их пород колеблется в пределах 220—350 · 10^6 лет. При этом возрастные данные по гидрослюдам хорошо коррелируются с возрастом парагенетически связанных граувакковых аркозов или метаморфических пород Центрального Кавказа. Среднеюрские аргиллиты рассматриваемого региона представлены в основном высокотемпературной моноклинной модификацией гидрослюд $2M_1$.

Все эти данные красноречиво свидетельствуют о том, что основная масса гидрослюд имеет обломочное происхождение и отражает возраст пород областей денудации.

4. Карбонатные породы в строении среднеюрских отложений имеют чрезвычайно подчиненную роль. По условиям залегания и химико-минералогическому составу выделяются седиментационные известняки и более сложные диагенетические карбонатные породы-конкреции.

Химико-минералогический состав карбонатных конкреций находится под фациальным и стратиграфическим контролем вмещающих их отложений. Поэтому они были использованы при стратиграфических и палеогеографических исследованиях.

В отложениях карахской и хивской свит установлены следующие минералогические типы карбонатных конкреций: сидерит-магниосидеритовые, анкерит-сидеритовые, анкерит-кальцитовые, кальцитовые, брейнерит-сидеритовые и кальцит-сидеритовые. Карбонатные конкреции хиналугской и кейванской свит по минералогическому составу менее разнообразны и преимущественно сложены кальцитом и доломитом (анкеритом). Различные ландшафтно-климатические условия образования среднеюрских отложений на ааленском и байосском этапах развития резко отразились на химико-минералогическом составе карбонатных конкреций. В отложениях карахской и хивской свит широко распространены сидерит-магниосидеритовые конкреции, что связано с влажным субтропическим климатом и активным химическим выветриванием пород на водосборных площадях. В хиналугской, кейванской и карадагской свитах в основном распространены анкерит-кальцитовые конкреции, что обусловлено сначала похолоданием, а затем потеплением и аридизацией климата и подавлением химического выветривания на водосборах.

Для отложений карахской свиты характерна низкая конкрециеносность, составляющая в среднем 0,28%. Любопытно, что между конкрециеносностью и угленосностью отдельных толщ и разрезов карахской свиты нет связи. В хивской свите величина конкрециеносности варьирует в больших интервалах, в среднем же составляет 2,03%, что почти в 10 раз больше, чем в древней карахской свите. В хиналугской свите конкрециеносность глинистых толщ в среднем составляет 0,35%, притом

установлена некоторая зависимость между глинистостью и величиной конкрециеносности разрезов. Как правило, наиболее глинистые разрезы характеризуются повышенной конкрециеносностью. Средняя конкрециеносность кейванской свиты составляет 0,05%, что в 3 раза больше, чем хиналугской свиты. Таким образом, на кривой изменения конкрециеносности среднеюрских отложений установлено два максимума диагенетического минералообразования, которые связаны с отложениями хивской и кейванской свит.

Отложения хивской и кейванской свит по сравнению с породами других стратиграфических подразделений средней юры образовались в век относительного тектонического покоя и усиления химического выветривания пород областей денудации благодаря субтропическому климату.

При таких физико-географических условиях в бассейнах хивской и кейванской свит накопились тонкозернистые осадки, обогащенные органическим веществом и свободными формами железа, марганца, кальция и магния. Подробная физико-химическая среда диагенеза способствовала энергичному перераспределению рассеянных карбонатов в осадках и образованию стяжений в виде различных карбонатных конкреций. Выявлена закономерность в распределении растворимых форм железа, марганца, кальция и магния в карбонатных конкрециях и вмещающих их аргиллитах в зависимости от фациальных условий их образования. Она позволяет выяснить взаимосвязь ландшафтно-климатических и тектонических факторов седиментогенеза с физико-химической средой диагенеза в осадочном процессе. Такая связь дает возможность использовать изменение Ca/Fe и Ca/Mg отношений в конкрециях для качественной оценки палеоклимата и палеотемпературы бассейнов средней юры, а также для восстановления необратимой эволюции ландшафтно-климатической обстановки в среднеюрской эпохе восточной части Большого Кавказа.

5. Из среднеюрских отложений было выделено 10 фациальных комплексов, охватывающих аллювиально-болотные, лагунно-дельтовые зоны и различные участки континентального шельфа и континентального склона среднеюрских бассейнов. Выделенные из среднеюрских отложений фации объединены в трех крупных генетических типах: континентальном, субконтинентальном и морском.

Среди континентальных отложений, развитых в карахской свите, по комплексу признаков были установлены аллювиальные, болотные и озерные фации. В субконтинентальной группе среднеюрских отложений установлены лагунная и дельтовая фации и фация бар, кос и пересыпей. Морская группа фаций принимает участие в строении всех регионально-стратиграфических подразделений средней юры, а песчано-глинистая толща хиналугской, кейванской и карадагской свит целиком сложена различными фациями морского генезиса.

По степени динамичности седиментации осадков отложения морской группы фаций были объединены в двух фациальных зонах: литораль, сублитораль (активная седиментация), нерит-пелагическая зона (спокойная седиментация).

6. В соответствии со сменой ландшафтно-тектонического плана и физико-географических элементов бассейнов седиментации и областей денудации среднеюрская эпоха Восточного и Юго-Восточного Кавказа разделена на пять палеогеографических этапов: раннеааленский, позднеааленский, раннебайосский, позднебайосский и батский.

Среднеюрский геосинклинальный бассейн Восточного Кавказа находится между двумя жесткими массивами: Куринская плита на юге и предкавказская часть Скифской платформы — на северо-востоке. По общим геологическим данным, а также по материалам глубокого и сверхглубокого бурения и регионально-геофизических работ, фундамент Куринской депрессии сложен кристаллическими сланцами и гнейсами допалеозойской консолидации. Фундамент Предкавказья, по материалам глубоких разведочных и параметрических скважин, данным палинологии пород фундамента и абсолютной геохронологии среднеюрских пород Восточного Дагестана, сложен глинистыми и серицит-хлоритовыми сланцами, окварцованными песчаниками верхнего палеозоя (герциниды). По находкам метаморфических пород в конгломератах карахской свиты Северо-Восточного Дагестана допускаем, что в строении субстрата Сулакского массива принимают участие эопалеозойские метаморфические породы.

В раннеааленский век в результате усиления восходящих движений в ландшафтно-тектоническом плане восточной части Большого Кавказа происходит существенное изменение.

В Восточном Дагестане, в приморской аллювиальной равнине, формировались аллювиальные, озерно-болотные, дельтовые и морские литоральные отложения. Между областями нормально морской седиментации и приморской аллювиальной равниной формировались наиболее песчаные отложения, сложенные осадками песчаных выносов рек и бар, кос и пересыпей. На остальных участках раннеааленского бассейна образовались песчано-алевролито-глинистые отложения литорали и сублиторали. Алевролито-глинистые неритовые отложения формировались лишь в области юго-восточного окончания Большого Кавказа и Западного Азербайджана и Кахетии. Соленость раннеааленского бассейна была близка к норме, лишь в Восточном Дагестане, где формировалась паралическая угленосная толща, благодаря интенсивному стоку пресных вод и прочим фациальным условиям соленость была значительно ниже нормы.

В раннеааленский век на территории Восточного Кавказа и Предкавказья была развита кустарниково-древесная мезофитная растительность, унаследованная от нижнеюрской эпохи. Наличие теплолюбивых папоротников и древних хвойных, а также доминирующая роль цикодофитов (Nilssonia, Williamsonia, Pterophyilum, Ptilophyllum и др.) в угленосных отложениях Дагестана подтверждают влажный субтропический климат рассматриваемого региона.

В раннеааленский век в пределах восточной части Большого Кавказа образовались два прогиба: на севере — Сурфунъялский и на юго-западе — Кахетинский, в которых формировалась алевролито-глинистая толща мощностью 2500—3000 м.

В позднеааленский век на Восточном Кавказе отмечается резкое расширение границ бассейна и создание на большой территории устойчивой морской седиментации. В результате трансгрессии резко улучшилась морская связь позднеааленского бассейна с Малокавказским и Крымо-Карпатским морями. В позднеааленском бассейне намечаются всего две фациальные зоны: зона литорали и сублиторали и нерит-пелагическая зона. Последняя протягивалась узкой полосой вдоль хр. Сурфунъял, Колок и занимала бассейн р. Тагирджалчай: Кусарскую равнину и Тела-би-Кызыбурунскую складчатую область. Соленость позднеааленского бассейна была близка к норме. Глубина бассейна достигала 200—500 м. В бассейне существовали мощные поперечные течения, которые време-

нами доходили до возвышенного дна, смывая тонкозернистые осадки, и образовали прослои конкреционных конгломератов. В позднеааленский век Восточное Предкавказье по-прежнему находится в теплой влажной субтропической области, что подтверждается палеофлористическими, палинологическими, минералого-геохимическими и палеотемпературными данными.

Вследствие предбайосских движений сначала произошло кратковременное осушение значительной части Восточного Кавказа, а потом приподнятые участки снова погрузились под воду, трансгрессия охватила даже всю Терскую и Кумскую равнины. В качестве положительного элемента рельефа сохранились Сулакский массив, Среднекаспийский, Красноводский своды, которые образовали на северо-востоке бассейна седиментации единую область денудации. На первом этапе предбайосских движений в зоне Главного хребта образовался архипелаг мелких островов. Из-под воды были приподняты Дибраро-Яшминский палеозойский выступ и Куринская плита. На втором этапе байосских движений геотектонические элементы бассейна седиментации еще больше дифференцировались благодаря дальнейшей перестройке ландшафтно-тектонического плана региона. В зоне Главного хребта возникла крупная внутренняя область размыва, названная В.Е. Хаиным Самур-Шахдагской интрагеоантиклиналью, а на юго-востоке территории, наоборот, Дибраро-Яшминский палеозойский выступ погрузился под воду. Продолжалось воздымание Среднекаспийского свода, который в конце этапа приобрел расчлененный рельеф.

В раннебайосский век в пределах восточной части Большого Кавказа установлены следующие фациальные зоны: лагунно-дельтовая, литоральная и пелагическая. Последняя зона седиментации занимала область юго-восточного окончания Кавказа и Чечено-Ингушетии.

Раннебайосский бассейн характеризовался активным гидродинамическим режимом. В его литоральной и сублиторальной зоне вдоль Самур-Шахдагской суши существовали прибрежные течения в направлении ЮЮВ и ССВ, которые играли важную роль в разносе и перераспределении полевошпатового и грауваккового материала в Центральном Дагестане. Соленость раннебайосского бассейна была в пределах нормы, возможно, некоторое опреснение произошло на северо-восточном борту бассейна на участках интенсивного стока пресных вод.

В раннебайосский век на Восточном Предкавказье и Кавказе произошло похолодание климата. Такой вывод базируется на палеофлористических, палинологических, палеотемпературных и минералого-геохимических данных и хорошо согласуется с регионально климатическими построениями Р. Боуэна по климату байосского века северного полушария Земли.

В позднебайосский век в результате ослабления тектонической напряженности между двумя жесткими плитами (Куринская и Предкавказская) возник обширный геосинклинальный бассейн. В этом бассейне на грамадной территории формировались тонкозернистые осадки, характеризующие различные участки пелагической зоны седиментации.

Полоса развития относительно глубоководных глинистых отложений протягивалась в субмеридиональном направлении от Андийского хребта до Сумгаит-Кызылбурунского взморья. Глубоководная зона позднебайосского бассейна с юго-востока была связана через геосинклинальные бассейны Большого Балхана, Копетдага и Эльбруса с океанической впадиной Тетиса, что подтверждается распространением глобигеринидов в

верхнебаиосских отложениях этих регионов. Благодаря улучшению связи позднебайосского бассейна с океаном Тетиса допускаем, что соленость его вод во всех частях была в пределах нормы, что подтверждается палеонтологическими и геохимическими данными. В позднебайосский век на Кавказе снова наступает теплый климат с элементами аридизации. В позднебайосском бассейне намечаются два прогиба: Чеченский на северо-западе и Тенгинский на юго-востоке. В этих прогибах формировались тонкозернистые осадки мощностью 500 м.

Батский век на Кавказе ознаменовался резкой активизацией тектонических движений. В результате предбатских движений резко увеличились размеры Предкавказской суши и Куринской плиты, а в зоне Главного хребта возникла субмеридиональная суша (Главнокавказская интрагеоантиклиналь), которая разделила единый позднебайосский бассейн на дагестанскую и азербайджанскую области седиментации.

На северо-востоке предбатскими движениями были приподняты Сулакский массив и Среднекаспийский свод. На юге Куринская плита соединилась с Грузинской глыбой и представляла собой крупную область денудации. Допускаем, что вследствие батских движений были подняты из-под воды возвышенные участки Дибраро-Яшминского и Губденских древних выступов. Батский бассейн Восточного Кавказа имел нормальную соленость, однако не исключено некоторое опреснение вод в литорали на участках интенсивного притока пресных вод.

В батский век климат на Восточном Кавказе был теплым и не отличался влажностью, а скорее всего, рассматриваемая территория находилась в зоне сухих субтропиков.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р.Н., Туаев А.С., Абдул Рза-оглы И. Палеогеография нефтеносных отложений среднего плиоцена Апшеронского полуострова по данным определения абсолютного возраста. – В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований. 1967.

Абих Г.В. О строении и геологии Дагестана. – Горн. журн., 1862, № 4.

Авдусин П.П. Глинистые осадочные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1953.

Агаев В.Б. Стратиграфия среднеюрских отложений Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Азернешр, 1966.

Агаев В.Б., Гусейнов Г.М. О наличии келловея на Большом Кавказе Азербайджана. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1970, № 4.

Агаев В.Б. Стратиграфия юрских отложений азербайджанской части Большого Кавказа: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Баку, 1979.

Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1968.

Азизбеков Ш.А. Логадехи–Ахалсопели. Баку: Изд-во АзФАН СССР, 1940.

Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Наука, 1963.

Акрамходжаев А.М. Петрография меловых отложений юго-восточной части Ферганы. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1965.

Акрамходжаев А.М. Литология нефтегазоносных меловых отложений Ферганской депрессии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962.

Алиев А.Г., Акаева В.П. Петрография юрских отложений Юго-Восточного Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957.

Алиев А.Г., Магомедов А.М. Литология и фациальные особенности карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана и Северного Азербайджана. – Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр. наук и нефти, 1963, № 4.

Алиев А.Г., Магомедов А.М. Литология карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана и Северного Азербайджана. Баку: Элм, 1972.

Ализаде А.А., Цимельзон И.О. Глубинное строение Азербайджана. – Геотектоника, 1966, № 3.

Аркелл В.Ю. Юрская геология земного шара. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.

Атлас осадочных пород нефтегазоносных областей Азербайджана. М.: Недра, 1971.

Атлас литогенетических пород угленосной толщи Донецкого карбона. Изд-во АН СССР. М., 1956.

Ахмедбейли Ф.С. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклинория. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957.

Ахундов Р.А. К стратиграфии среднеюрских отложений бассейна р. Катехчай.-Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1970, № 4.

Баранова З.Е. Литология и условия образования пород юрских отложений Большого Кавказа. – Тр. ВСЕГЕИ, 1961, т. 43, вып. 3.

Белов А.А., Кизевальтер Д.С. Основные черты строения и истории развития позднегерцеского структурного этажа центральной части Северного Кавказа. – Тр. Кавказ. эксп., 1962, т.3.

Бененсон В.А., Гофман Е.А. и др. Мезозойские отложения Южного Мангышлака. Наука, 1970.

Бессонов И.И. К вопросу о составе древнего субстрата Предкавказья. – ДАН СССР, 1956, т. 110, № 3.

Беридзе М.А. Литология нижне-среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи. Тбилиси: Мецниереба, 1970.

Бетехтин А.Г. Металлогенетические провинции и металлогенетические эпохи. М.: Гостоптехиздат, 1955.

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. Изд-во АН СССР. М., 1962.

Бровков Г.Н. О присутствии аллювиальных отложений в верхнем лейасе Дагестана. – Тр. Геол. ин-та ДагФАН СССР, 1957, т. 1.

Бровков Г.Н. Минералогический состав аргиллитов угленосной толщи Дагестана. – ДАН СССР, 1960, т. 133, № 4.

Бровков Г.Н. Фациальные и палеогеографические условия накопления отложений нижнего аалена Юго-Восточного Дагестана. – Тр. Геол. ин-та ДагФАН СССР, 1961, т. 2.

Брод И.О. Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавазья. — Тр. КЮГЭ, 1958, вып. 1.
Бродская Н.Г. Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина. — В кн.: К познанию диагенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
Бураков А.Т. Юрская флора Туаркыра и ее стратиграфическое распределение. — ДАН СССР, 1960, т. 135, № 3.
Буриітар М.С. Геология и нефтегазоносность Предкавказья и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1960.
Бушинский Г.И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 11.
Варенцов И.М., Формозова Д.Н. Осадочные руды железа и марганца. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
Вассоевич Н.Б. Новые данные по стратиграфии верхней юры и неокома Азербайджана. — ДАН СССР, 1938, т. 21, № 3.
Вассоевич Н.Б. О присутствии неокомских и юрских отложений в Лагичских горах Азербайдажана. — ДАН СССР, 1938, т. 21, № 8.
Вассоевич Н.Б. Новые данные по стратиграфии мезозоя Юго-Восточного Кавказа. — Сов. геол., 1940, № 10.
Вассоевич Н.Б. К изучению слоистости осадочных горных пород. — В кн.: Литологический сборник. М.: Гостоптехиздат, 1948, т. 2.
Вассоевич Н.Б. Слоистость и фации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1949, № 2.
Вассоевич Н.Б. Слоистость в свете изучения осадочной дифференциации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 5.
Вассоевич Н.Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках). — Тр. Львов. геол.о-ва. Геол. сер., 1953, вып. 3.
Вассоевич Н.Б., Гроссгейм В.А. Методы определения первичной ориентировки косых слойков. — В кн.: Геол. сб. ВНИГНИ, 1951.
Вахрамеев В.А., Васина Р.А. Нижнеюрская и ааленская флора Северного Кавказа. — Палеонтол. журн., 1959, № 3.
Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М.: Наука, 1965.
Викулова М.Ф. Методическое руководство по минералого-петрографическому анализу глин. Л.: Госгеолтехиздат, 1957.
Викулова М.Ф. Современное состояние и пути развития методики минералогического изучения глин. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных пород. Львов, 1956, кн. 3.
Виноградов А.П. Закономерности распространения химических элементов земной коры. — Геохимия, 1956, № 1.
Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967.
Виноградов А.П., Ронов А.Б. Эволюция химического состава глин русской платформы. — Геохимия, 1956, № 2.
Виноградов А.П., Ронов А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. — Геохимия, 1956, № 6.
Виталь Д.А. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. — В кн.: К познанию диагенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
Войткевич Г.В., Мирошников А.Б. и др. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970.
Гаджиев Р.М. Глубинное строение Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1964.
Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. — Геотектоника, 1966, № 3.
Гасанов Т.А. Фауна и стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений восточной части Малого Кавказа: Автореф. дис. . . . д-ра геол.- минерал. наук. Баку, 1967.
Геккер Р.Ф. Введение в палеоэкологию. М.: Гостоптехиздат, 1957.
Геккер Р.Ф., Осипова А.И. К вопросу о состоянии и развитии советской литологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 3.
Геккер Р.Ф., Осипова А.И. Наблюдение над органическими остатками. — В кн.: Методы изучения осадочных пород, 1957, т. 1.
Гинзбург Н.И., Рукавишникова И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951.
Говруссевич Б.А. Основы общей геохимии. М.: Недра, 1968.
Голубятников Д.В. О возрасте угленосной серии юго-восточной части Кавказа. — Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1940, вып. 3
Голубятников Д.В., Крымгольц Г.Я. Нижне- и среднеюрские отложения Дагестана. — В кн.: Геология СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1947, т. IX.
Горбунова З.Н. Состав глинистых минералов в разных горизонтах осадков Индийского океана. — ДАН СССР, 1960, т. 135, № 4.
Горбунова З.Н. Глинистые минералы в осадках Тихого океана. — Литология и полез. ископаемые, 1963, № 1.
Горбунова З.Н. Рентген-дифрактометрический метод определения карбонатов, кварца и других минералов осадков. — Литология и полез. ископаемые, 1969, № 2.
Горбунова Л.И. Карбонатные конкреции нижнемеловых отложений Дагеста-

на. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, № 5.
Гофман Е.А. Фораминиферы юрских отложений Северного Кавказа. – М.: Наука, 1966.
Грамберг И.С. Об изменении солевого состава Мирового океана на рубеже перми и триаса. – В кн.: Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР. Л.: Наука, 1968.
Гречишкин Л.А. Геологическое исследование в Хиналугском и Шахдагском районах. – В кн.: Отчет о деятельности НИГРИ за 1933 г. Л.: ОНТИ, 1936.
Гримм П.Е. Минералогия глин. М.: Изд-во иностр. лит. 1956.
Гроссгейм В.П. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. – Тр. ВНИГРИ, 1961.
Гроссгейм В.А. Карты терригенно-минералогических провинций как один из типов палеогеографических карт. – В кн.: Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963.
Гуляева Л.А. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
Гуляева Л.А., Лосицкая И.Ф. Хлор в меловых и юрских отложениях Газлинской и Качайской групп структур Западного Узбекистана. – В кн.: Геохимия и гидрогеохимия нефтяных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
Даидбекова Э.А. Петрография флишевых формаций меловых отложений Юго-Восточного Кавказа: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. Баку, 1962.
Даидбекова Э.А. Состояние и ближайшие задачи литолого-петрографического изучения мезозойских отложений Азербайджана. – В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности мезозойских отложений Азербайджана. М.: Недра, 1966.
Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М.: Изд-во иностран. лит., 1962.
Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.Л. Литология и палеогеография полосы среднеюрских отложений Западной Грузии. – Тр. Ин-та геологии АН ГССР, 1961.
Дробышев Д.В. Лейас Дагестана. – В кн.: Материалы ЦНИГРИ. Палеонт. и стратигр., 1933, сб. 2.
Дробышев Д.В. Геологическое строение Дагестанской АССР и ее полезные ископаемые. – В кн.: Природные ресурсы ДагССР. 1935.
Дробышев Д.В. От Самура до Главного Кавказского хребта и зона Шахдага. – Тр. Нефт. геол.-развед. ин-та, 1939.
Дробышев Д.В. Геологическое строение южного участка Дагестанского пересечения Кавказского хребта. – Тр. по гелогии и полезным ископаемым Северного Кавказа. 1936, вып. 4. (Ессентуки).
Дробышев Д.В. Геологическое строение района от р. Чирахчай до р. Самур в Южном Дагестане. – Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1939, вып. IV. (Ессентуки).
Дубинский А.Я. Девон складчатого основания Предкавказья. – Геология нефти и газа, 1960, № 5.
Дьяконов Ю.С. О возможности количественного рентгенографического определения каолинита, гидрослюд и монтмориллонита. – В кн.: Рентгенография минерального сырья, 1963, вып. 3.
Егонян В.Л. О некоторых основных положениях общей стратиграфии. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 12.
Емельянов Е.М., Сенин Б.А. Особенности вещественного состава осадков шельфа Юго-Западной Африки. – Литология и полез. ископаемые, 1969, № 2.
Жабриев Д.В., Мехтиев Ш.Ф. Геохимические условия образования битуминозных свит Прикаспийской низменности. М.: Гостоптехиздат, 1961.
Жгенти Т.Г. Состав и строение палеозойского комплекса пород Северного равнинного Дагестана. – Тр. ИГ ДагФАН СССР, Махачкала, 1977.
Жемчужников Ю.А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. – Тр. ГИН АН СССР, 1947, вып. 90 № 2.
Жемчужников Ю.А. Угленосная толща как формация. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 5.
Жемчужников Ю.А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. – Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 86.
Живаго Н.В. К вопросу о строении среднеюрских отложений Дагестана. – Тр. ВНИГНИ. Сб. по Украине и Кавказу, 1958, вып. 12.
Живаго Н.В., Безносов Н.В. Материалы к геологическому строению центральной части Сланцевого Дагестана. – Тр. ВНИИгаз, 1958, вып. 4.
Жинью М. Стратиграфическая геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1952.
Зарицкий П.В. Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатели фациальных условий осадконакопления. – ДАН СССР, 1956, т. 110, № 4.

Зарицкий П.В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений Харьков: Изд-во Харьков. ун-та, 1970.
Зарицкий П.В. Конкреции и рассеянные карбонаты угленосных отложений Донбасса как показатели фациальных условий образования. – Литология и полез. ископаемые, 1970, № 3.
Земятченский П.А. Глины СССР. М.: Изд. АН СССР, 1935.
Земятченский П.А. К вопросу о зависимости характера выветривания минералов от климатических условий. – ДАН СССР, 1939, т. 25, № 6.
Зхус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966.
Иванов Г.А. Методика фациально-тектонического анализа угленосных отложений и применение ее в практике геологоразведочных работ. – Тр. ЛАГУ АН СССР, 1956, вып. II.
Казакова В.П. К стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, № 6.
Казакова В.П. Некоторые вопросы зонального расчленения нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, вып. 5.
Казаринов В.П. Осадочные серии и тектонические фазы мезозоя и палеогена Сибири. – Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР 1963.
Канчели Б.А. Палеогеографическая обстановка нижнеаленского угленакопления и перспективы поисков угля в Дагестане. – Тр. КИМС, 1960, вып. 1.
Касимова Г.К. Ааленский ярус Тагирджалчая Присамурского района. – Изв. АН АзССР. Сер. геол., 1958, № 1.
Касимова Г.К., Алиева Д.Г. Планктонные фораминиферы и характер их распространения в юрских отложениях Нахичеванской АССР. – В кн.: Тез. докл. I Всесоюз. совещ. по палеобиогехимии и палеоэкологии. Баку, 1969.
Касимова Н.М. К стратиграфии средней юры Северо-Восточного Азербайджана. – ДАН АН АзССР, 1955, т. 11.
Кашкай М.А. Распространение изверженных пород на южном склоне Главного Кавказского хребта. – Изв. АзФАН СССР, 1939, № 3.
Кашкай М.А. О классификации глин гидротермального и осадочного генезиса. – В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
Кейт М.Л., Дегенс Э.Т. Геохимические индикаторы морских и пресноводных отложений. – В кн.: Геохимические исследования. М., 1961.
Клубова Т.Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. М., 1970.
Конюхов И.А. О юрских отложениях разведочных районов Дагестана. – Новости нефтяной техники. Геология, 1956, № 3.
Конюхов И.А. Основные литолого-фациальные изменения среднеюрских отложений Дагестана. – Вестн. МГУ. Геология, 1956, № 6.
Конюхов И.А. К палеогеографии Дагестана в мезозойское время. – Учен. зап. МГУ, 1956, вып. 176.
Конюхов И.А. Опыт изучения мезозойских отложений Восточного Предкавказья. ГОСИНТИ, 1958.
Коперина В.В., Тимофеева З.В. Диагенетические карбонатные минералы угленосных толщ. – В кн.: К познанию диагенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
Корженевский А.А. Присамурские сидериты: Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморского геол.-развед. треста, 1937, сб. 1.
Коссовская А.Г. Факторы, определяющие формирование минерального состава глин в условиях плаформы и геосинклинали. – ДАН СССР, 1959, т. 129, № 6.
Коссовская А.Г. Минералогия и петрография формаций мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
Коссовская А.Г. История мезозойского осадконакопления Западного Верхоянья и Велюйской впадины. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 7.
Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Главнейшие обломочные минералы и их диагностика в шлифах. – В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолиздат, 1957.
Крашенинников Г.Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. М.: Изд-во МГУ, 1957.
Крашенинников Г.Ф. Учение о фациях. М.: Высш. школа, 1971.
Крашенинников Г.Ф., Ронов А.Б., Хаин В.Е. Состояние и методика составления палеогеографических карт в СССР и зарубежных странах. – В кн.: Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Новосибирск, 1964.
Криволуцкий А.Е. Тектоническая характеристика областей Известнякового Дагестана. – Тр. ВНИИ, 1954, вып. 4.
Криволуцкий А.Е. К истории складчатых структур Дагестана. – Изв. ву-

зов. Сер. геология и разведка, 1958, № 7.

Криштофович А.Н. Палеоботаника. Л.: Гостоптехиздат, 1957.

Крылов А.Я., Чипин Ю.И. Значение аргон-калиевого отношения в осадочных и метаморфических породах.—Тр. Комис. по опред. абсолютного возраста геолог. образований, 1960.

Крымгольц Г.Я. К стратиграфии нижней и средней юры Северного Кавказа.— В кн.: Материалы ВСЕГЕИ, 1940, сб. 5.

Крымгольц Г.Я. Аммониты нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа. Л.: Изд-во ЛГУ, 1961.

Крымгольц Г.Я. О сопоставлении юрских отложений Северного Кавказа и Русской платформы. — В кн.: Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению стратиграф. схемы мезозойских отложений Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1961.

Куприн П.Н. Нефтегазоносность восточной антиклинальной зоны Дагестана. — Тр. КЮГЭ АН СССР, 1959, вып. 4.

Лазаренко Е.К. О гидрослюдистых глинистых образованиях. — В кн.: Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1949.

Лазаренко Е.К. Некоторые вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1954.

Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1950, т. V, вып. 3.

Леонов Г.П. К вопросу о принципах и критериях регионально-стратиграфического расчленения осадочного образования. — В кн.: Памяти А.Н. Морозовича. М.: Изд-во МГУ, 1953.

Леонов Г.П., Логинова Г.А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина. — Учен. зап. МГУ, 1956, вып. 176.

Леонов Г.П., Безносов Н.В., Живаго Н.В. и др. Стратиграфическая схема нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа. — В кн.: Тр. Всесоюз. совещ. по унификации стратиграф. схемы мезозойских отложений. М., 1958.

Леонов Г.П., Живаго Н.В. Палеогеографические условия верхнеюрских отложений в Дагестане. — Вестн. МГУ. Геология. 1961, № 4.

Лесникова А.Ф. Юрские растения Северного Кавказа. — Изв. Геолкома, 1915, т. XXXIV, № 3.

Летавин А.И., Крылов Н.А. О переходном комплексе Предкавказья. — ДАН СССР, 1959, т. 125, № 4.

Летавин А.И. Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1978.

Лисицин А.П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высш. школа, 1967.

Лосицкая И.Ф. К повросу об определении солености бассейнов осадкообразования по содержанию в осадках хлора. — Тр. ИГиРГИ, 1960, т. 1.

Лунгерсгаузен Г.Ф. Периодическое изменение климата и великое оледенение Земли. — Сов. геология, 1957, сб. 59.

Магомедов А.М., Темирбекова У.Т. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Дагестана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2.

Магомедов А.М., Темирбекова У.Т. Стратиграфия и микрофауна байосских и батских отложений Дагестана. Махачкала, 1978.

Мазанов Д.Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку: Элм, 1969.

Макарьева С.Ф. Биостратиграфия юрских отложений Северо-Восточного Кавказа по фораминиферам: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. Грозный, 1969.

Македонов А.В. Корреляция разрезов с помощью конкреций. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 1957.

Македонов А.В. Конкреционный анализ как метод палеогеографических исследований. — В кн.: Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР. Л., 1969.

Мамедов А.В. Геологическое строение и история развития среднекуринской впадины. Баку: Элм, 1973.

Маркович Е.М. Нижнемезозойские ископаемые растения бассейна р. Илек. — Тр. ЛАГУ, 1961, вып. 13.

Маркевич Е.М., Просвирякова З.М., Фадеева И.З. Палеоботаническая зональность и климат среднего мезозоя. — В кн.: Атлас карт угленакопления на территории СССР: (Объясн. зап.). Л.: Изд-во АН СССР, 1962.

Мацкевич М.М. О стратиграфии среднеюрских отложений горных районов Чечено-Ингушской АССР. — Тр. ГрозНИИ, 1964, вып. 17.

Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских лагунных и континентальных свит. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 65.

Мигачева Е.Е. К вопросу о границе нижней и средней юры. — ДАН СССР, 1957, т. 113, № 33.

Мигдисов А.А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. —

В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Гелогическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963.

Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г. и др. Геология и нефтегазоносность доюрских образований Восточного Предкавказья. Махачкала, 1978.

Мирчинк М.Ф., Крылов И.А., Летавин А.И. Тектоника Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1963.

Мокринский В.В. Карты угленакопления для территории СССР и методы составления. – В кн.: Атлас карт угленакопления на территории СССР: (Объясн. зап). Л.: Изд-во АН СССР, 1962.

Москаленко Т.А. Планктоновые фораминиферы из верхнебайосских отложений Дагестана. – Палеонтол. журн., 1960, № 4.

Муравьев В.И. Вторичные изменения слюд в мезозойских отложениях Вилюйской впадины. – ДАН СССР, 1956, т. 109, № 6.

Муратов М.В. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития. – В кн.: Структура земной коры и деформация горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Муратов М.В., Микулов М.Ф., Чернов Б.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. – Изв. вузов. Сер. геология и разведка, 1962, № 11.

Найдин Д.П. Вопросы определения климатических условий прошлых геологических периодов методом изотопной палеотермометрии. – Сов. геология, 1958, № 7.

Найдин Д.П., Тейс Р.В., Задорожный И.К. Некоторые новые данные о температурах маастрихтских бассейнов Русской платформы и некоторых других областей СССР по изотопному составу кислорода в органногенном кальците. – Геохимия, 1964, № 10.

Наливкин В.Д. Учение о фациях. М.: Изд-во АН СССР. 1955. Т. 1; 1956. Т. 2.

Несмеянов Д.В. Структурное развитие и нефтегазоносность передовых антиклинальных зон Дагестана. – Тр. КЮГЭ АН СССР, 1959, вып. 3.

Носов Г.И. Монтмориллонитизация гидрослюд как диагностический признак третичных нефтематеринских свит Дагестана. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10.

Осипова А.И. Ферганский залив палеогенового моря, история его развития и условия обитания населявшей фауны и флоры: Автореф. дис. . . . д-ра геол. минерал. наук. М.: МГУ, 1954.

Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1959.

Пац В.М. Краткий геологический очерк бассейнов р. Шаро-Аргун на Северном Кавказе. – Тр. по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа, 1939, вып. IV.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Географгиз, 1961.

Петров В.П. Характер минералообразования при древнем выветривании различных пород. – В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1958.

Полынов Б.Б. Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1934.

Попов В.М. Вопросы генезиса медистых песчаников Северной Киргизии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1956.

Попов В.И. Динамические принципы и методы фациально-палеогеографического картирования. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963.

Попов В.И. Динамический принцип фациального и палеогеографического анализа осадочных формаций. – В кн.: Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР. Л., 1969.

Пряхина Ю.А. Геохимическая подвижность элементов в отложениях майкопской свиты Северного Кавказа. – ДАН АН СССР, 1960, т. 128, № 6.

Ратеев М.А. Роль климата и тектоники в генезисе глинистых минералов осадочных пород. – В кн.: Доклады к собранию международной комиссии по изучению глин. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Ратеев М.А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964.

Ратеев М.А., Емельянов Е.М., Хеиров М.Б. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря. – Литология и полез. ископаемые, 1966, № 4.

Ратеев М.А., Крашев-Шак В.А., Носов Г.И. Условия образования глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. – Изв. вузов. Геология, 1965, № 2.

Ренгартен В.П. Очерки месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана. – Изв. Геолкома, 1927, т. 46, № 3.

Робинсон В.Н. Этапы тектонического развития Центральной области Большого Кавказа. – В кн.: Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 5.

Ронов А.Б., Ермишкина А.И. К геохимии марганца в осадочных породах. — Геохимия, 1959, № 3.
Ростовцев Н.И. Геология и полезные ископаемые Южного Дагестана. — Тр. Сев.-Кав. геол. упр., 1940, вып. 3.
Ростовцев Н.Н. О геологической истории юрского периода в восточной части Большого Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 3.
Ростовцев К.О. О перерывах в нижней и средней юре Западного Кавказа. — ДАН АН СССР, 1963, т. 149, № 4.
Ростовцев К.О. Нижне- и среднеюрские отложения Западного Кавказа и Предкавказья: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1968.
Рубенштейн М.М. О возрасте кристаллического субстракта Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1960, т. 24, № 2.
Русанов Н.К. Краткий геологический очерк верховья р. Ахтычай в Южном Дагестане. — Тр. по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа, 1938, вып. 2.
Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
Сазонов Н.П. Унифицированная схема стратиграфии юрских отложений Русской платформы. — Тр. ВНИГНИ, 1961, вып. 29.
Сакс В.Н. О скорости накопления современных морских осадков. — Природа, 1950, № 6.
Самедов С.С. Тектоника и нефтегазоносность юрских отложений Западного Побережья Каспия: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Баку, 1969.
Саркисян С.Г., Михайлова Н.А. Некоторые текстурные особенности пород терригенной толщи девона Башкирской и Татарской АССР. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, № 6.
Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1980.
Саркисян С.Г., Корж М.В., Комардикина Г.Н., Филина С.И., Зонн М.С., Ефремова А.Г. Западная Сибирь в юрском периоде. М.: Наука, 1967.
Сеидов А.Г. Литология майкопской свиты Азербайджана. Баку: Изд-во АН СССР, 1962.
Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967.
Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 73.
Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
Страхов Н.М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954.
Страхов Н.М. К познанию диагенеза. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956.
Страхов Н.М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 8/9.
Страхов Н.М. О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон. — Зап. ВМО, 1957, вып. 86, № 2.
Страхов Н.М. О формах железа в осадках Черного моря. — В кн.: К познанию диагенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1—2.
Страхов Н.М. О действительном балансе осадконакопления в современном океане. — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 2.
Страхов Н.М. К вопросу о количественных методах исследования осадкообразования геологического прошлого. — Литология и полез. ископаемые, 1970, № 3.
Страхов Н.М., Залманзон Э.С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение в литологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.
Султанов А.Д. Литология меловых отложений Юго-Восточного Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1960.
Султанов К.М., Самедов С.С., Халифа-заде Ч.М. Структурные особенности юрских отложений Южного Дагестана и Северо-Восточного Азербайджана в связи с их нефтегазоносностью. — АНХ, 1964, № 3.
Султанов К.М., Самедов С.С., Халифа-заде Ч.М. Строение, нефтегазоносность юрских отложений Терско-Сулакской низменности предгорного Дагестана и задачи поисково-разведочных работ. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр. 1966, № 2.
Султанов А.Д., Сеидов А.Г. Глины мезозойских отложений Азербайджана. — Изв. АН Аз СССР, 1962, № 5.
Султанов К.М., Халифа-заде Ч.М. Стратиграфия и фациально-циклическое строение отложений аалена Восточного и Юго-Восточного Кавказа. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1962, № 5.
Султанов К.М., Халифа-заде Ч.М. К закономерностям размещения залежей углей и сферосидеритовых руд в среднеюрских отложениях Восточного Кавказа. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1965, № 5.
Султанов К.М., Халифа-заде Ч.М., Керимов О.А. Фациально-палеогеографи-

ческие условия келловейских отложений Дагестана. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1968, № 1.
Султанов К.М., Халифа-заде Ч.М., Остремский М.Р. Литолого-фациальные особенности юрских отложений Прикумской области Дагестана. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1963, № 5.
Султанов К.М., Халифа-заде Ч.М., Самедов С.С. Об Озексуат-Сузумском (Прикумском) вале. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1964, № 1.
Султанов К.М., Халифа-заде Ч.М., Самедов С.С. Стратиграфия юрских отложений Прикумской нефтегазоносной области. — Изв. вузов. Сер. нефть и газ, 1964, № 4.
Сулатнов К.М., Халифа-заде Ч.М., Самедов С.С. К разведке нефтегазоносности среднеюрских отложений Прикаспийской низменности. — АНХ, 1966, № 4.
Султанов К.М., Халифа-заде Ч.М., Эфендиев И.Э. Каустобиллитовый пласт из верхнеюрских отложений Дагестана. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1965, № 6.
Теодорович Г.И. Литология карбонатных пород палеозоя Урал-Волжской области. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
Теодорович Г.И. О зонах катагенеза в связи с нефтеобразованием. — Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1969, № 2.
Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970, Т. 2.
Тимофеев П.П. и др. Геохимия бора в юрской угленосной толще Ферганы. — Геохимия, 1975, № 2.
Тимофеева З.В. Фациально-геохимические условия образования сидеритовых руд: (На примере верхнеааленских отложений Дагестана). — Литология и полез. ископаемые, 1964, № 1.
Туаев А.С. Палеогеография Апшеронской фации продуктивной толщи по данным абсолютного возраста терригенных компонентов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Баку, 1968.
Фейбридж Р.В. Значение известняков и и их Ca/Mg отношения для палеоклиматологии. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968.
Филимонов И.Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане. — Тр. по геол. и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1938, вып. 1.
Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М.: Изд-во МГУ, 1965.
Фролов В.Т. К вопросу о понятии "фация" и фациальный анализ. — Вестн. МГУ. Геология, 1966, № 3.
Фролов В.Т. Опыт выделения генетических типов морских отложений. — Вестн. МГУ. Геология, 1969, № 3.
Хабаков А.В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности. — В кн.: Литологический сборник. Л.: Гостоптехиздат, 1948, т. 1.
Хабаков А.В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. — Природа, 1951, № 4.
Хабаков А.В. Наблюдения над ориентировкой обломочных зерен и первичных включений. — В кн.: Методическое руководство по геологическим съемкам и поискам. Л.: Гостоптехиздат, 1954.
Хаин В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа Баку: Азнефтеиздат, 1950.
Хаин В.Е., Леонтьев Л.Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1950, вып. 34.
Хаин В.Е., Шарданов А.Н. Геологическое строение северного склона Юго-Восточного Кавказа. — В кн.: Материалы по геологии Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957.
Хаин В.Е. Основы геотектоники. М.: Высш. школа, 1964.
Халифа-заде Ч.М. К петрографии глин юры Северо-Восточного Азербайджана. — ДАН АзССР, 1953, № 8.
Халифа-заде Ч.М. Монотермит и иллит в глинах юры Северо-Восточного Азербайджана. — ДАН АзССР, 1953, № 8.
Халифа-заде Ч.М. Изучение комплекса поглощенных катионов глинистых пород юры как указание фациальной обстановки их образования. — ДАН АзССР, 1955, № 12.
Халифа-заде Ч.М. О новой разновидности гидрослюды из аргиллитов байоса Юго-Восточного Кавказа. — ДАН АзССР, 1957, № 5.
Халифа-заде Ч.М. Минералогия аргиллитов средней юры Северо-Восточного Азербайджана. — ДАН АзССР, 1957, № 9.
Халифа-заде Ч.М. О нефтепроизводящем характере глинистых пород средней юры Юго-Восточного Кавказа. — ДАН СССР, 1957, т. 114, № 4.
Халифа-заде Ч.М. Некоторые вопросы генезиса глинистых минералов осадочных глинистых пород. — В кн.: Исследования и использования глин. Львов, 1958.
Халифа-заде Ч.М. К вопросу об условиях образования глинистых минералов юры Юго-Восточного Кавказа. — ДАН СССР, 1958, т. 120, № 3.

Халифа-заде Ч.М. О генезисе Присамурского месторождения сидеритов. – ДАН СССР, 1959, т. 123, № 5.

Халифа-заде Ч.М. Фациальные профили распределения железа, марганца, кальция и магния в отложениях аалена Дагестана. – ДАН СССР, 1960, т. 135, № 3.

Халифа-заде Ч.М. К вопросу о стадиях рудообразования в сидеритовых залежах Дагестана. – Изв. вузов. Сер. геол., 1962, № 2.

Халифа-заде Ч.М. Геология и генезис сидеритовых залежей Южного Дагестана. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, № 1.

Халифа-заде Ч.М. Региональные литолого-стратиграфические комплексы среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-географ., 1965, № 4.

Халифа-заде Ч.М. Терригенно-минералогические провинции среднеюрских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1965, № 5.

Халифа-заде Ч.М. Эволюция химико-минералогического состава карбонатных конкреций в среднеюрской истории Восточного Кавказа. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1966, № 6.

Халифа-заде Ч.М. Строение и условия залегания верхнего этажа сланцевой формации в депрессионных частях Восточного и Юго-Восточного Кавказа. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1967, № 1.

Халифа-заде Ч.М. Фациально-палеогеографические условия образования байосских отложений Дагестана и Северного Азербайджана. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1967, № 4.

Халифа-заде Ч.М. К фациально-палеогеографическим условиям накопления батских отложений Восточного и Юго-Восточного Кавказа. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1967, № 3.

Халифа-заде Ч.М. Восточный и Юго-Восточный Кавказ в позднеааленский век. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1968, № 4.

Халифа-заде Ч.М. Фациально-палеогеографические условия образования отложений зоны Parkmsonia parknisoni Дагестана и Северного Азербайджана. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1968, № 2.

Халифа-заде Ч.М. Палеогеографические условия образования среднеюрских отложений Северного Азербайджана и Дагестана. – В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М.: Наука, 1970.

Халифа-заде Ч.М., Аббасова С.М. Шамозитовые глины из отложений кимериджа Юго-Восточного Кавказа. – ДАН СССР, 1959, т. 125, № 2.

Халифа-заде Ч.М., Аббасова С.М. Сидеритовые залежи Дагестана. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Халифа-заде Ч.М., Г.-М.А. Алиев. Фациальные профили $C_{орг}$ и битумов в среднеюрских отложениях Дагестана. – Изв. вузов. Сер. нефть и газ, 1962, № 3.

Халифа-заде Ч.М., Ахундов Ю.А. Минералогия и генезис среднеюрских аргиллитов Восточного и Юго-Восточного Кавказа. – В кн.: Материалы VIII Всесоюз. пленума по исследованию и использованию глин СССР. Баку, 1970.

Халифа-заде Ч.М., Май Чонг Ньюан. К вопросу о причинах высокого содержания титана в бокситах. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1979, № 1.

Халифа-заде Ч.М., Остремский М.Р. К вопросу о термоаналитическом определении сидерита (магниосидерита) в железистых карбонатах. – Изв. АН АзССР. Сер. геол.-геогр., 1964, № 2.

Халифа-заде Ч.М., Хеиров М.Б. О результатах рентгенографического изучения аргиллитов разведочных площадей Прикаспийской низменности Азербайджана. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1969, № 3.

Халифа-заде Ч.М., Эфендиев И.Э. О новом проявлении самородной ртути в Юго-Восточном Дагестане. – ДАН АзССР, 1963, № 3.

Халифа-заде С.М. О спорово-пыльцевом комплексе юрских отложений разведочных площадей Кешчай и Текчай. – Учен. зап. АГУ. Сер. геол.-геогр., 1966, № 4.

Хворова И.В. Флишевая и нижнемолласовая формации Южного Урала. – Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 37.

Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. – Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.

Цагарелли А.Л., Эристави М.С. Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя. – В кн.: Междунар. геол. конгр. XXI сессия: Докл. сов. геол. Региональная палеогеография. М.: Госгеолиздат, 1960.

Цветков А.И. Введение в методику термоаналитических исследований. – Тр. Ин-та геологии, АН СССР 1949, вып. 120.

Церетелли И.Д. Аммонитовая фауна батских отложений Грузии: Авто-

реф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 1969.

Цимельзон И.О. Новые данные о тектонике Прикаспийско-Кубинской и Южно-Дагестанской нефтегазоносных областей. — Нефтегаз. геология и геофизика, 1963, № 11.

Цимельзон И.О. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. — Сов. геология, 1965, № 4.

Чихрадзе Г.А. Некоторые вопросы литологии лейасских и байосских отложений Юго-Восточной Грузии. Тбилиси, 1965.

Шарафутдинов Ф.Г., Шалбузова Л.В. Перспектива нефтегазоносности мезозойских отложений Дагестанского клина. — В кн.: Геология Дагестана. Махачкала: Даггиз, 1978.

Шарданов А.Н., Хаин В.Е. Новые данные о мезозойских вулканогенных толщах юго-восточной части Большого Кавказа. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1957, № 1.

Шатский Н.С., Косыгин Ю.А., Пэйве А.В. К вопросу о периодичности осадконакопления по методу актуализма в геологии. — В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолиздат, 1948.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956.

Шихалибейли Э.Ш. Обзор геологического строения Азербайджана. — В кн.: Международная сессия по тектоническим картам Европы, Ближнего и Среднего Востока. Баку: Элм, 1968.

Шолпо В.Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М.: Изд-во АН СССР, 1964.

Шурыгин А.М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Шутов В.Д. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных породах. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956.

Эйнор О.Л. Вопросы биогеографии в палеогеографическом атласе СССР. — В кн.: Методы палеографических исследований. М.: Недра, 1964.

Эфендиев Г.Х. Гидротермальный рудный комплекс северо-восточной части Малого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1957.

Юри Г., Лоуенштам Г., Эпштейн Г. Определение палеотемператур верхнего мела Англии, Дании и юго-восточных штатов США. — В кн.: Изотопы в геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1954.

Ярошенко О.П. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. М.: Изд-во АН СССР, 1965.

Bowen R. Paleotemperature analisei of Belemnoides and jurassic paleoclimatology. — Journ. Geol., 1961, vol. 69, N 3.

Bowen R. Paleotemperature analises of jurassic Belemnoidea from East Greenland. Experimentia, 1962, vol. 18, N 10.

Carrol D., Starkey H.C. Effect of sea-water on clay mineralis. Proc. 7, Nat. Conf. Clay Minerals. London, 1960.

Chilingar G. Relatinenship between Ca/Mg ratio and geologic age. Bull. Amm. Assoc. Petrol. Geologist, 1956, vol. 40.

Chilingar G. Dependense on temperature of Ca/Mg ratio of skeletal structures of organismis and direct chemical precipitates out of sea water. Bull. S. Calif. Acad. Sci., 1962, vol. 61.

Fairbridge R.W. World sea-level and climatic chenges Quaternaria, 1962, vol. 6.

Fritz P. O^{18}/O^{16} — Isotopeanalysen und Paleotemperatur bestimmungen an Belemniten aus dem schwabischen jura. — Geol. Rundschau, 1965, Bd. 54, N 1.

Hurley P.M., Heezen B.C., Pinson W.H., Fairbridge R.W. K—Ar agevarvis in pelagic sedimentes of the North Atlantic. — Geochim., Cosmochim. Acta, 1963, vol. 27.

Grimm R.E., White W.A., Bradley W.T. Petrology of the paleozoic shales of Illinois. — Illinois. State Geol. Survey Rept. Invest., 1957, N 203.

Grimm R.E., Dietz R., Bradley W.W.D. Clay mineral composition of some sedimentes from the Pacific Ocean on the Gulf. of California. — Bull. Geol. Soc. America, 1949, vol. 60.

Grimm R.E., Bradley W.T. Structural implications in diagenesis Geol., Rundschau, 1955, vol. 43.

Grimm P.E. Concept of diagenesis in argilaceus sediments. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologisty, 1958, vol. 42, N 2.

Johns W.D., Grimm P.E. Clay mineral compositions of recent sediments from the Missisipi river delta. — I. Sedimentary petrology, 1958, vol. 28, N 2.

Krumbein W.C. Physical and Chemical changes in sediments after deposition. — J. sed. pet., 1942, vol. 12, N 3.

Millot G. Relations entre la constitution et la genese les roches sedimentaries argileuses. — Geol. appl. et prosp. Miner., Naney N 2, 1949.

Millot G. Heritage et neoformation dands la sedimentation argileuse. — C. r. Congress geol. internat., XIX sess., 18, Alger, 1953.

Murray H., Harrison H. Clay mineral compsotion of recent sediments from Sidsbee

Deep. I. sedim ent. Petrol., 1954, vol. 26, N 4.
Milne I.H., Earley I.W. Effect of source and anvironment on clay minerals. – Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 1958, vol. 48, N 2.
Milne I.H., Shott W.L. Caly mineralogy of recent sediment from the Missisipi sound area: Proc. 5–th Nat. Confer. Clays minerals, Washington, 1958.
Pettijohn T.J. Sedimentary rocks. N.Y., 3–d ed., 1978.
Pinsak A.P., Murray H.H. Region clay mineral paterns in the Gulf. of Mexico: Proc. 7-th Nat. Confer. Clays and Clays minerals. London, 1960.
Powers M.C. Clay diagenesis in the chesapeake Bay area. – Nat. Res. council. Pude, 1954, N 327.
Powers M.C. Adjustment of clays to chemical change and the concept of the equivalense level: Proc. 6-th. Nat. Confer. Clay and Clays minerals, London, 1959.
Ross C.S., Hendricks S.B. Minerals of montmorillonite group, their origin and relations to soils and clays. – U.S. Geol. Surwey Prof. Pap. N : 205–B, 1945.
Sudo T. Mineralogical study on clays of Japan. Tokio, 1959.
Weaver C.E. A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks. Nat. Res. Counsil Rubes, 1958, vol. 42, N 2.
Weaver C.E. Geological interpretation of argillaceuse sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist. v. 42, N 2. 1958.
Weaver C.E. The clay petrology of sediments: Proc. 6-th. Nat. Confer. Clays and Clays minerals. London, 1959.
Whitehouse U.G., McCarter R.S. Diagenetic modification of clay mineral tipes in artifical sea water: Proc. 5-th Nat. Confer Clays and Clays minerals. London, 1958.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Чингиз Музафар оглы Х а л и ф а - з а д е
Али Магомедович М а г о м е д о в

СРЕДНЕЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Утверждено к печати Институтом геологии Дагестанского филиала АН СССР

Редактор издательства *Д.Д. Багдатлишвили*
Художник *А.Г. Кобрин*. Художественный редактор *М.В. Версоцкая*
Технический редактор *Г.П. Каренина*. Корректор *В.П. Крылова*

ИБ № 24167

Подписано к печати 15.06.82. Т–04189; Формат 60x90 1/16. Бумага офс. № 2
Печать офсетная. Усл.печ.л. 17,3 + 2,0 вкл. Усл. кр.-отт. 19,6. Уч.-изд.л. 24,9
Тираж 850 экз. Тип. зак. 1437. Цена 3 р. 80 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП–7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3р. 80 к.